

**Untersuchungen auf dem Guslar- und Vernagtferner
in den Öztaler Alpen mit der Methode der
Refraktions-Seismik und einer
Vierpunkt-Methode der Geoelektrik**

Heinrich Miller

1971



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41553801_0061

Untersuchungen auf dem Guslar- und Vernagtferner in den
Ötztaler Alpen mit der Methode der Refraktions-Seismik
und einer Vierpunkt-Methode der Geoelektrik.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Fakultät für Geowissenschaften

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

vorgelegt

von

Heinrich Miller

Oktober 1971



1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister

2. Berichterstatter: Prof. Dr. F. Wilhelm

Tag der mündlichen Prüfung: 17.11.1971

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1.1. Einleitung und Problemstellung	3
1.2. Die Lage des Meßgebietes	6
2. Refraktions-Seismik	
2.1. Die Geländemessungen	7
2.2. Verwendete Apparaturen	9
2.3. Bearbeitung des Meßmaterials	11
2.4. Auswerteverfahren	15
2.5. Schichtlinienplan des Untergrundes	22
3. Geoelektrik	
3.1. Instrumentierung und Meßverfahren	25
3.2. Die Meßergebnisse	29
3.3. Auswerteverfahren	30
3.4. Die Sondierungen im Einzelnen	36
3.5. Allgemeine Bemerkungen zu den gewonnenen Ergebnissen	43
4. Das Eisvolumen und seine Veränderungen	45
5. Zusammenfassung	53
6. Literaturverzeichnis	55
Danksagung	59
Lebenslauf	61
Anhang	62

Inhaltsverzeichnis des Anhangs

	Seite
Tabelle TA1 (Guslarferner)	63
Tabelle TA2 (Vernagtferner)	65
Tabelle TA3 (Sondierung 2)	68
Tabelle TA4 (Sondierung 3)	70
Tabelle TA5 (. Sondierung im Vorfeld) . .	72
Algol-Programm zur Berechnung des scheinbaren spezifischen Widerstandes für Modelle mit ebenen Schichtgrenzen	73
Abbildungen	
Legende zu den Abbildungen	77
Abbildungen A1 - A26	78 ff

1.1. Einleitung und Problemstellung

Seit langem schon werden Gletscher mit Methoden der Geophysik untersucht. Insbesondere die Methoden der Refraktions- und Reflexions-Seismik wurden angewendet, um Eismächtigkeiten und Volumina von Gletschern zu bestimmen. 1926 führte Mothes die ersten derartigen Messungen auf dem Hintereisferner durch (MOTHES, 1927). Bald darauf wurden in Vorbereitung für die Wegener Expedition nach Grönland seismische Messungen auf der Pasterze durchgeführt (BROCKAMP und MOTHES, 1930), und 1929 konnte so erstmals die Mächtigkeit des Grönländischen Inlandeises bestimmt werden (SORGE, 1930).

In den fünfziger Jahren wurden mehrere Alpengletscher untersucht. In den Ostalpen insbesondere durch Förtsch und Vidal (FÖRTSCH und VIDAL, 1954, 1956a, 1956b, 1958a, 1958b). Während des Internationalen Geophysikalischen Jahres begann man die Mächtigkeit des Antarktischen Eises mit seismischen Methoden zu bestimmen. Inzwischen sind diese Arbeiten zu einem gewissen Abschluß gekommen. Zur Messung der Eismächtigkeit werden dort heute vorwiegend Radar- Methoden verwendet. Seismische Methoden werden nur mehr zur Klärung spezieller Probleme angewandt (BENTLEY, 1964).

Auf Alpengletschern konnten die Radar- Methoden bislang nicht mit Erfolg zur Bestimmung der Eismächtigkeit eingesetzt werden; daher wendet man dafür mit Vorteil die Methoden der Seismik an.

Immer wieder treten in der Gletscherforschung spezielle Probleme auf, zu deren Lösung die Kenntnis der Eismächtigkeit beziehungsweise der Form des Gletscherbettes einen Beitrag liefern kann. Eines dieser Probleme ist das der Gletscherbewegung und dabei insbesondere das der "surges". Unter surge versteht man das rasche Vorstossen eines Gletschers über grössere Entfernungen. In typischen Fällen stößt die Gletscherzunge innerhalb weniger Monate oder höchstens innerhalb von zwei bis drei Jahren mehrere Kilometer vor. Dann hält der Vorstoß plötzlich an und die angesammelten Eismassen schmelzen langsam wieder ab. Dieses Verhalten eines Gletschers ist deutlich verschieden vom "normalen" Gletschervorstoß, wo die Zunge einige Meter bis etwa fünfzig Meter pro Jahr vorrückt.

Vernagt- und Guslarferner sind bekannt dafür, daß sie viermal während der letzten 350 Jahre Vorstöße mit surge- Charakter unternommen haben. Diese surges sind sehr gut dokumentiert. An anderer Stelle ist ausführlich über den Ablauf dieser Vorstöße berichtet (FINSTERWALDER, 1897, HOINKES, 1969, MILLER, 1968). Darüberhinaus gibt es Karten der Oberfläche beider Gletscher aus den Jahren 1889, 1912, 1938, 1966, 1969. Diese Karten sind alle im Maßstab 1:10 000 aufgenommen und bilden eine hervorragende Grundlage zum Studium der Veränderungen der beiden Gletscher während der letzten 100 Jahre. Allerdings kann auf der Grundlage der Karten allein nur die relative Veränderung bestimmt werden. Die Ergänzung der vorhandenen Daten durch eine Volumenbestimmung ermöglicht

Aussagen über die gesamte Veränderung.

Die Theorie der Gletscherbewegung ist soweit entwickelt, daß es möglich ist, auch dreidimensionale Modellrechnungen durchzuführen (CAMPBELL und RASMUSSEN, 1969, BUDI und JENSSEN, 1971). Diese Modellrechnungen können dann auf einen wirklichen Gletscher angewandt werden bzw. daran geprüft werden, wenn unter anderem die Topographie des Gletscherbettes bekannt ist. Hierfür scheinen Guslar- und Vernagtferner besonders geeignet, da lange Beobachtungsreihen vorliegen, aus denen Volumensänderungen und zum Teil auch Fließgeschwindigkeiten bestimmt werden können. Die vorliegende Untersuchung hatte zum Ziel, die noch fehlenden Parameter - Topographie des Gletscherbettes und gegenwärtiges Gesamtvolumen - zu bestimmen.

Eine erste Untersuchung mit Hilfe der Refraktions-Seismik wurde 1966 durchgeführt. Die Ergebnisse sind in einer Diplomarbeit (MILLER, 1968) zusammengefaßt. 1967 wurden diese Untersuchungen fortgesetzt und auf den Guslarferner ausgedehnt. 1969 wurden diese Messungen ergänzt durch Untersuchungen mit der Schlumberger Methode der Geoelektrik. Dabei sollte diese Methode hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit zur Eisdickenbestimmung erprobt werden.

1.2. Die Lage des Meßgebietes

Vernagt- und Guslarferner liegen am Weißkamm, der zentralen, von SW nach NE streichenden Erhebung der Ötztaler Alpen. Weißkugel, Fluchtkogel, Hochvernagtspitze, Brochkogel und Wildspitze sind die höchsten Gipfel in diesem Kamm. Er bildet zwischen Fluchtkogel und Wildspitze eine nach SE offene Ausbiegung. So entsteht eine flache Mulde, die durch einen vom Fluchtkogel nach SE streichenden Fels- und Schneeegrat, dem Hintergraslkamm, in einem Verhältnis von etwa 1:3 geteilt wird. Im größeren Teil liegt der Vernagtferner, den kleineren füllt der Guslarferner aus. Beide Gletscher entwässern durch das Vernagtthal in das Rofental.

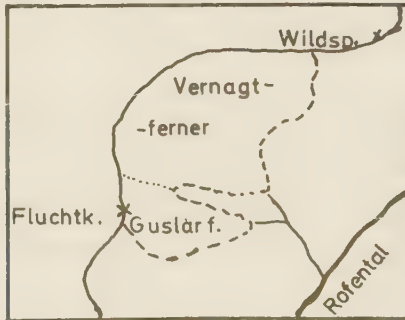


Abb.: 1. Lageskizze von Vernagt- und Guslarferner.

Gletschergrenzen von 1942.

2. Refraktions-Seismik

2.1. Die Geländemessungen

In der Abb. A1 sind die vermessenen Profile von 1966 und 1967 eingezeichnet. Durch die vorläufige Auswertung der Messungen von 1966 bis zum Sommer 1967 wurde erkannt, daß Ergänzungs-Messungen nötig waren, wollte man möglichst detaillierte Angaben über den Felsuntergrund erhalten. Auf dem Guslarferner war 1966 nicht gemessen worden. Es lagen daher keine Anhaltspunkte über die zu erwartenden Eismächtigkeiten vor. Die Profile sind so angeordnet, daß sie sich an möglichst vielen Punkten kreuzen (Kreuzungspunkte); sie sind zur Kontrolle der Auswertung notwendig. Auf dem Vernagtferner mußte das Profilnetz verdichtet und erweitert werden. Besonders dicht wurde das orographisch linke Firnbecken mit Profilen überdeckt, da dieser Teil 1966 nur ungenügend erfaßt werden konnte. Der rechte Teil war bereits befriedigend erkundet worden. Lediglich im unteren Teil der Zunge wurden die alten Messungen durch zwei Querprofile (VK, VN) und ein Längsprofil (VM) ergänzt. Durch die Profile VD, VH, und VG sollten Unsicherheiten geklärt werden, die durch Ausfälle von Registrierungen von Gegenschüssen im Jahr 1966 aufgetreten waren.

Im Sommer 1967 waren die höheren Gebiete der Gletscher mit einer dicken Altschnee-Schicht bedeckt, sodaß relativ wenig Rücksicht auf Spaltenzonen genommen werden mußte, was die Arbeiten sehr beschleunigte.

Längs eines Profils wurde etwa folgendermaßen gemessen. Nach einer Besichtigung des Geländes und Prüfung auf Spaltenzonen wurde an einer Stelle ein Lager errichtet und die Apparaturen dorthin geschafft. Dann baute eine Gruppe von vier bis sechs Mann die Auslage auf. Gleichzeitig bereiteten zwei Sprengtrupps (je zwei Mann) die geplanten Sprengungen vor und markierten die Sprengpunkte für die geodätische Einmessung. Der Abstand der Geophone wurde anhand der Markierungen an den Kabeln, bei kürzeren Abständen anhand von Meßleinen vermessen. Die Richtung der Profile wurde mit dem Auge eingefluchtet. Wie die geodätische Messung ergab, war diese Einfluchtung genügend genau (Winkelabweichung kleiner als 2°). Die Verständigung zwischen den einzelnen Gruppen geschah über Sprechfunkgeräte.

Anfangs war versucht worden, den Sprengmoment über Funksprechgeräte zur Registrierstation zu übertragen. Dieses Verfahren war aber wegen der Störungen im Funksprechverkehr nicht sicher genug. Das Signal - ausgelöst bei der Sprengung durch das Unterbrechen eines Stromkreises - wurde daher durch Kabel übertragen.

Es wurden zwei Sorten Sprengstoff verwendet. Ein Plastiksprengstoff von hoher Brisanz sowie mit Richtwirkung (Adhaesit) und ein etwas langsamer brennender Sprengstoff üblicher Art (Gelatine Donarit I) in Patronenform. Adhaesit wurde insbesondere in den firnfreien Gebieten als Auflagerladung und in den Firngebieten als Initialzündler für die Gelatine-Donarit-Ladung verwendet. Diese wurde in etwa

eineinhalb Meter tiefe Schächte eingebracht und mit gestampftem Schnee verdämmt. Wenn möglich wurde die Ladung unter oder auf einem Eishorizont im Firn niedergebracht. Dies bewirkte eine bessere Energieabstrahlung. Schnee ist ein schlechter Leiter für Spannungsenergie (sehr hohe Absorption). In den Firngebieten mußten daher große Ladungen verwendet werden, damit das Signal in großen Beobachtungs-Entfernungen registriert werden konnte. In den Tabellen TA1 und TA2 sind die Ladungsmengen für jeden Sprengpunkt angegeben.

Die signalisierten Punkte wurden durch Vorwärts-Einschnitte von bekannten Punkten im Gelände aus eingemessen. So wurden nicht nur jeder Sprengpunkt, sondern auch einige Zwischenpunkte auf den Profillinien vermessen. Um alle Punkte einmessen zu können, mußte das vorhandene Netz von Basispunkten etwas erweitert werden, damit günstige Visuren möglich waren. Die Berechnung der Koordinaten wurde freundlicherweise von Herrn Dipl.-Ing. H. Rentsch (Kommission für Glaziologie der Bayrischen Akademie der Wissenschaften) durchgeführt. Die technischen Daten der Profile sind im Anhang in den Tabellen TA1 und TA2 aufgeführt.

2.2. Verwendete Apparaturen

Es standen acht Einheiten von MARS 66 zur Verfügung. Zwei davon waren leihweise vom Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin zur Verfügung gestellt worden. Jede Einheit besteht aus drei Geophon-Verstärkern, deren

Verstärkung in Potenzen von 2 stufenweise von 2^{-5} bis 2^{11} regelbar ist, einem Modulator und einem Uher 4000 Report L Tonbandgerät. Eine ausführliche Beschreibung der Apparatur findet sich bei BERCKHEMER (1970). Als Schwingungsaufnehmer dienten Hall Sears Geophone, Typ HS-1, mit einer Eigenfrequenz von 4,5 Hz. Insgesamt standen 24 Kanäle zur Verfügung, von denen einer für die Registrierung der Sprengzeit verwendet wurde. Somit konnten bei jeder Sprengung bis zu 23 seismische Spuren registriert werden. Die Geophone wurden an 24-adrige (= 12-spurige) Spezialkabel, die alle 25 Meter über einen Abgriff verfügten, angeschlossen. Das Gewicht der apparativen Ausrüstung war etwa gleich 400 kg.

Zusätzlich zu den auf den Gletschern verwendeten Apparaturen war auf der Vernagthütte noch ein Demodulator, ein Phillips-Oszilloskript und ein Stromgenerator für die Dauer der Messungen installiert. Dadurch konnten an jedem Abend die tagsüber registrierten Seismogramme abgespielt und gesichtet werden. Dieses Verfahren hatte den Vorteil, daß alle Registrierungen doppelt vorhanden waren - einmal als Sichtschrift und einmal als Tonbandaufzeichnung - sodaß bei Verlust oder unabsichtlicher Löschung eines Tonbandes die Meßergebnisse auf keinen Fall verloren waren.

Die gezielte Selektion des entsprechenden Registriermaterials konnte auf diese Art sofort durchgeführt werden und Ausfälle durch schlechte Abrißregistrierungen durch eine Wiederholungsmessung vermieden werden.

Die MARS 66 Apparatur hat sich bei diesem Geländeeinsatz unter den extremen äußeren Bedingungen sehr gut bewährt. Während der ganzen Dauer der Messungen traten keine nennenswerten Schäden an den Geräten auf. Lediglich der Gleichlauf der Bandgeräte war nicht immer gesichert, da die Betriebsspannung von der Außentemperatur beeinflußt wurde.

2.3. Bearbeitung des Meßmaterials

Alle Registrierungen wurden im Institut für Angewandte Geophysik nochmals abgespielt. Dabei wurde der Ungleichlauf der Bandgeräte durch eine vom Ingenieurbüro Lennartz entwickelte Nachsteuerungs-Einrichtung kompensiert. Dies hat zur Folge, daß die Zeiteinheiten auf allen Sichtschriften dieselbe Länge haben; somit muß keine Korrektur für die Laufzeiten angebracht werden.

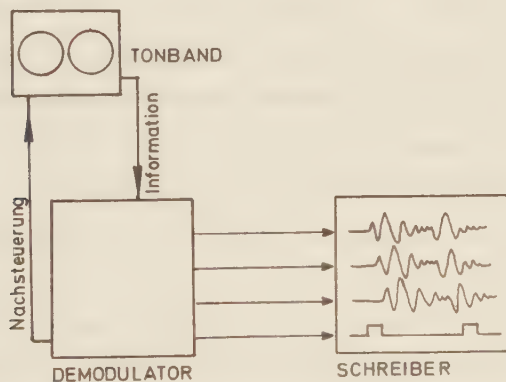


Abb.2: Blockbild der Abspielanlage

Nach der Abspielung lagen die Registrierungen getrennt nach Modulatoren vor. Jeder Sichtschrift zeigt eine Zeitzeichenspur und drei seismische Spuren. Auf einem der acht Schriebe, die zusammen alle Registrierungen einer Sprengung ergeben, ist der Sprengzeitpunkt festgehalten. Dieser Sprengzeitpunkt wurde auf alle zu einer Sprengung gehörenden Schriebe übertragen. Als Referenz dafür dient die Zeitzeichenspur. Damit sind alle seismischen Spuren bei $t = 0$ markiert und die Zeit der Einsätze kann direkt abgelesen werden. Die Abb. 3 und 4 zeigen Beispiele für je einen Sichtschrift mit Abrißregistrierung und einen ohne Abriß.

Bei dem größtmöglichen Vorschub des Schreibers von 20 cm/sec ergibt sich somit ein Zeitmaßstab von 5 msec/mm. Eine größere Zeitauflösung wäre in vielen Fällen wünschenswert, da das Signal vielfach dominierende Frequenzen bis etwa 80 Hz beinhaltet und eine Korrelation der Einsätze besser möglich wäre. Die Einsatz-Zeiten für die ersten Einsätze wurden aus den so bearbeiteten Abspielungen entnommen und in Laufzeitdiagrammen gegen die Schußpunkts-Entfernung aufgetragen. In dem Vorgang der Abspielung und Festlegung der Einsatzzeiten sind einige nur schwer quantitativ erfaßbare Fehlerquellen enthalten, die besonders bei den vorliegenden Messungen von Bedeutung sind. Der Ablesefehler, der auf ± 1 msec (Millisekunde) geschätzt wird, kann vernachlässigt werden, da nach PAKISER und STEINHART (1964) die Einsatz-Zeit des Ersteinsatzes bei einem Signal-Störverhältnis von 50:1 (dies ist in etwa ein oberer Wert bei den vorliegenden Seismogrammen) und einer

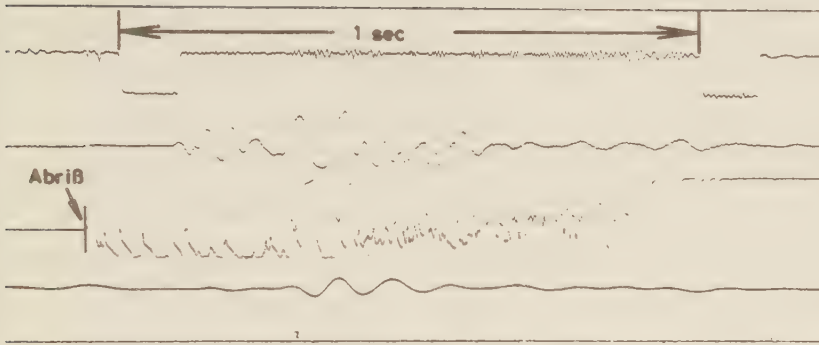


Abb. 3: Beispiel für eine Registrierung mit Abriß

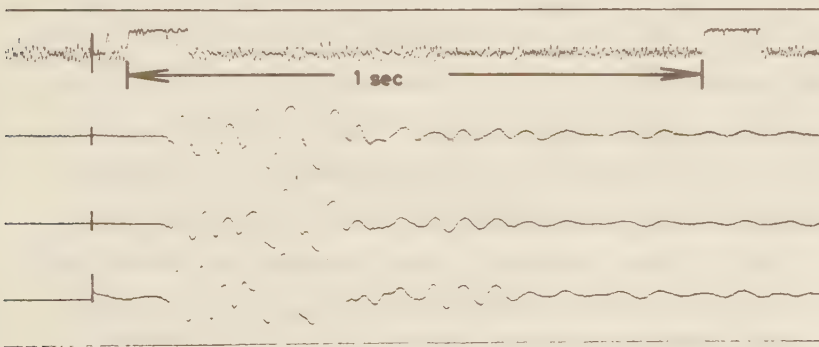


Abb. 4: Beispiel für eine Registrierung ohne Abriß

Frequenz-Bandbreite von 100 Hz nur auf ± 2 msec festgelegt werden kann. Obwohl vor dem Ausgang des Demodulators zusätzliche Verzögerungsglieder eingebaut sind, welche die Laufzeitverzögerungen, die das Signal in den Bandpaßfiltern des Demodulators erleidet, kompensieren sollen, beträgt der Fehler doch noch etwa ± 1 msec für jeden Kanal (BERCK-HEMER 1970). Damit kann der Fehler, der beim Übertragen des Sprengzeitpunktes (Abrißzeit) entsteht, bereits bis zu ± 2 msec betragen. Darüberhinaus kann eine falsche Steigung in einzelnen Stücken - für jeweils drei Spuren - der Laufzeitkurve vorgetäuscht werden. Die Verzögerungen für die einzelnen Kanäle sind nicht konstant, sondern ändern sich mit dem jeweiligen Signal. Daher kann der dadurch entstehende Fehler nicht direkt berücksichtigt werden. Um diesen Fehler weitgehend auszuschalten, wurde folgendermaßen vorgegangen. Erkannte man in den Laufzeitplänen größere Abweichungen einzelner Punkte oder Dreiergruppen von Punkten entsprechend den drei Seismogrammen einer einzelnen Abspielung, so wurde die Ablesung der Einsatzzeit wiederholt, die Übertragung der Abrißzeit überprüft, und der so, wenn nötig, korrigierte Wert verwendet. Dieser Vorgang wurde zum Teil auch mehrfach und anhand anderer Abspielungen, die sich auch durch einen anderen Verstärkungsfaktor unterschieden, durchgeführt. Es wird geschätzt, daß dadurch der Fehler auf etwa ± 1 msec verringert wird. Zusammen mit dem Fehler von ± 2 msec ergibt sich somit eine Unsicherheit für die Bestimmung der Einsatzzeit von ± 3 msec.

2.4. Auswerteverfahren

Die Auswertung erfolgte nach Standardverfahren der Refraktions-Seismik. Insbesondere wurde das Verfahren der Verzögerungs-Zeiten angewendet. Dieses Verfahren arbeitet auf der Grundlage der Wellenstrahlen und berücksichtigt Abweichungen der Einsatzzeiten relativ zur mittleren Laufzeitkurve.

Für den Fall, daß im Liegenden und Hangenden die Ausbreitungs-Geschwindigkeiten konstant sind und im Liegenden größer als im Hangenden sind, stehen diese Abweichungen in engem Zusammenhang mit der Topographie der Grenzfläche. Verspätungen gegenüber der mittleren Laufzeit-Geraden zeigen Mulden, Verfrühungen hingegen Erhebungen an. Das Verfahren ist an anderer Stelle ausführlich beschrieben (MILLER 1968). Die Abb.5 zeigt skizzenhaft den Zusammenhang zwischen der Topographie der Grenzfläche und den Verzögerungs-Zeiten.

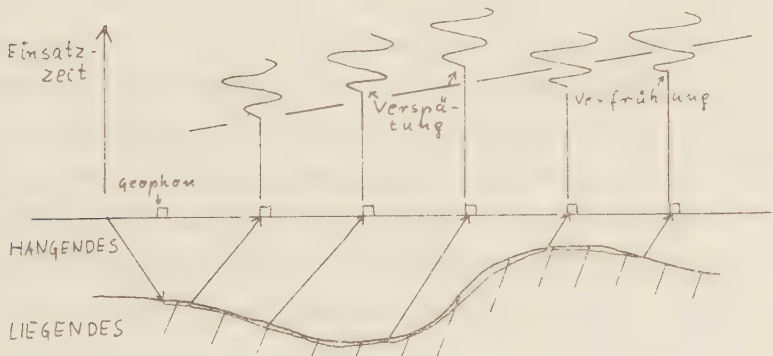


Abb. 5: Topographie und Verzögerungs-Zeiten

Die Lottiefe unterhalb eines Geophons wird mit folgender Formel bestimmt:

$$h_1 = t_i \frac{v_1}{2 \cos i}$$

mit: h_1 = Lottiefe

$$t_i = (t_{AX} + t_{BX}) - T_{AB}$$

wo t_{AX} die Laufzeit der refraktierten Welle vom Schußpunkt A bis zum Geophon X, t_{BX} die Laufzeit der refraktierten Welle vom Schußpunkt B bis zum Geophon X und T_{AB} die Laufzeit der refraktierten Welle vom Schußpunkt A bis zum Schußpunkt B ist.

v_1 ist die Geschwindigkeit der P-Welle im Eis

$\cos i$ ist der Cosinus des kritischen Winkels

$\cos i = \cos \arcsin v_1/v_2$, wo v_2 die Geschwindigkeit im Refraktor ist.

Die Grenzfläche konstruiert man dann als Einhüllende der Lottiefen.

Das Verfahren erlaubt eine ausreichende Genauigkeit bei der Erfassung der Morphologie des Untergrundes. Allerdings werden die kleinräumigen Wellenformen der Topographie nicht exakt wiedergegeben, sondern erscheinen etwas abgeflacht. Das Verfahren bewirkt also, wie auch alle anderen Auswerteverfahren, eine gewisse Mittelung über den tatsächlichen Verlauf des Felsbettes.

Die im vorhergehenden Abschnitt erwähnten Fehlerquellen in der Bestimmung der Einsatzzeiten machen sich natürlich bemerkbar, da sie unter Umständen Abweichungen von der mittleren Laufzeitkurve vortäuschen, die in weiterer Folge durch die Auswertung in eine Topographie der Grenzfläche übersetzt werden. Für die Auswertung eines Profilabschnittes konnten fast immer mehrere Schüsse mit entgegengesetzten Beobachtungsrichtungen herangezogen werden. Deshalb ist zu erwarten, daß aufgrund einer sicher vorhandenen statistischen Verteilung der Ablesefehler, ihr Einfluß auf die Form des Gletscherbettes relativ klein wird. Allerdings stellt dann der so gewonnene Verlauf der Eisunterkante einen Mittleren dar, um den die wahre Grenzfläche schwanken wird. Weitere Fehlerquellen liegen in der Bestimmung der Geschwindigkeiten der P-Welle im Eis bzw. im Untergrund. Diese Geschwindigkeiten werden dem Laufzeitdiagramm entnommen. Im Fall konstanter Geschwindigkeit im Liegenden und Hangenden sind die Ausgleichskurven durch die Ersteinsätze Geraden. Im Fall eines geringen Geschwindigkeitskontrastes zwischen Liegendem und Hangendem wird es schwierig, die betreffenden Geschwindigkeiten aus dem Laufzeitdiagramm zu entnehmen. Die Überholentfernung - die Entfernung, in der zum ersten Mal Einsätze von der refraktierten Welle als Erste im Seismogramm auftreten - ist nicht mehr gut zu erkennen, da die Neigungen der Geraden sich nur geringfügig unterscheiden. Daher ist die Zuordnung der Laufzeiten im Bereich der Überholentfernung zur ersten Geraden, d.h. zur Laufzeitgeraden der direkten Welle, bzw. zur zweiten Geraden, zur Laufzeitgeraden der refraktierten Welle nicht eindeutig

möglich; dies bedeutet in weiterer Folge, daß sich die Steigungen der Geraden und damit die Geschwindigkeiten ($v = 1/\text{tg } \alpha$) ändern, je nachdem, zu welchem Laufzeit-Ast die Laufzeiten im Überholbereich gezählt werden. Für die Festlegung der mittleren Tiefe des Untergrundes ist im wesentlichen die Gesamtlaufzeit zwischen Schuß- und Gegenschußpunkt bestimmend. Diese muß für beide Beobachtungsrichtungen gleich sein. Bei den vorliegenden Messungen ist jedoch nie an diesen beiden Punkten registriert worden; dies hätte insbesondere bei großen Entfernungen des Schußpunktes von der Auslage einen zu großen Zeitaufwand bedeutet. Eine einfache Verlängerung der Laufzeitgeraden bis zu den jeweiligen Gegenschußpunkten ergibt aber im allgemeinen unterschiedliche Werte für die Gesamtlaufzeit. So wurden für die Auswertung mittlere Werte verwendet, die zum Teil, je nach der Güte der Registrierungen, bewichtet waren. Waren z.B. die Ableseungenauigkeiten für einen Schuß kleiner, als die für den entsprechenden Gegenschuß - dies kann in den Laufzeitdiagrammen erkannt werden - so wurde der Gesamtlaufzeit dieses Schußes ein höheres Gewicht beigemessen.

An dieser Stelle muß darauf hingewiesen werden, daß die Auswertung unter der Annahme eines Zweischichtenfalles durchgeführt wurde. FÖRTSCH und VIDAL (1956a, b, 1958a, 1963, 1968a,b) und GIESE (1963) allerdings finden eine Zwischenschicht zwischen Eisunterkante und Felsoberkante. Dies würde einem Dreischichtenfall entsprechen. Der Zwischenschicht wird eine P-Wellen-Geschwindigkeit von 1800 bis 4500 m/sec zugeordnet. Diese Zwischenschicht

soll aus durch den Druck der überlagernden Eismassen verfestigtem Schutt bestehen, der vom Gletscher während einer Rückzugsphase aussedimentiert wird. Hier wird die Ansicht vertreten, daß die Geschwindigkeiten von 3800 bis 4600 m/sec - zumindest für den Vernagtferner - durchaus anstehendem Gestein zugeordnet werden können, zumal solche Werte in der Umgebung des Vernagtfernerns, als auch an den aus dem Gletscher ragenden Felsfenstern mit der Refraktions-Seismik gemessen wurden (MILLER 1968). BRÜCKL (persönliche Mitteilung) vertritt die Ansicht, daß diese Geschwindigkeiten auf die obersten 10 bis etwa 150 m des Gletscherbettes beschränkt sind, und daß es sich bei den Geschwindigkeiten um und über 5000 m/sec um härteres und kompakteres Gestein handelt, welches vornehmlich die Schwellen des Untergrundes bildet. Über eine Geschwindigkeitsverteilung mit der Tiefe im Untergrund können hier keine Aussagen gemacht werden. Die vorhandenen Messungen reichen nicht aus, um diese Frage zu klären. Es wird jedoch vermutet, daß eine Zunahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe vorliegt. Ob diese Zunahme stetig ist, oder ob eine weitere Schichtgrenze in einiger Tiefe vorliegt, kann nicht entschieden werden. BRÜCKL und GANGL (1971) haben jedoch am Sonnblickkees eine solche Schichtgrenze gefunden.

Mehrmals, insbesondere am Guslarferner und im Zungenbereich des Vernagtfernerns, waren die Profile nicht lang genug, um die Einsätze der refraktierten Welle als Erste im Seismogramm zu erhalten. Es waren einfach die räumlichen Verhältnisse nicht günstig, um bei Querprofilen genügend

lange Auslagen aufstellen zu können. Nur ganz selten z.B. beim Profil GC konnten die Einsätze der Refraktierten als spätere Einsätze mit einiger Sicherheit erkannt werden (Vergleiche hierzu auch die Seismogrammontage in Abb. A2). War diese Sicherheit nicht gegeben und nur Einsätze der direkten Welle gut zu erkennen, dann wurde vorerst auf eine Auswertung des betreffenden Profils verzichtet.

An dieser Stelle sei kurz vermerkt, wie bei der Auswertung des Profils GA (Abb. A3) vorgegangen wurde. Da dieses Profil einen größeren Teil des Guslarferners erfassen sollte, wurde eine Auswertung versucht, obwohl nur eine Laufzeitgerade - die zu Schußpunkt 2 gehörende - mit einer Scheingeschwindigkeit von 4100 m/sec möglicherweise der an der Grenzfläche geführten Welle zugeordnet werden kann. Das Profil GC überdeckt zu 400 Meter das Profil GA. Die Annahme, daß die anhand von GC ermittelte P-Wellen-Geschwindigkeit im Untergrund auch für den oberen Teil von GA gültig ist, scheint dadurch recht sicher. Mit Hilfe dieser Geschwindigkeit läßt sich zusammen mit der Scheingeschwindigkeit von 4100 m/sec eine mittlere Neigung des Horizontes bestimmen. Nimmt man dazu aus dem Laufzeitdiagramm die größtmögliche Überholentfernung, so kann man eine obere Grenze für die Tiefenlage des Horizonts angeben. Die so bestimmte Grenzfläche ist in der Abb. A3 strichliert eingetragen. Die Übereinstimmung der Tiefenlage des Horizonts unter dem gemeinsamen Profilstück ist recht gut. Ähnlich wurde mit dem Profil VF verfahren. Dort wurde die Tiefenlage des Horizonts aus dem Profil VD entnommen.

Die Auswertung wurde also auf einen Zweischichtenfall beschränkt, wobei die Geschwindigkeit der refraktierten Welle - mit den beiden oben erwähnten Ausnahmen - für jedes Profil getrennt aus den jeweiligen Meßwerten bestimmt wurde. Es kann bei dieser Art der Auswertung - Voraussetzung ist ja der Zweischichtenfall - vorkommen, daß eine Schicht mit einer Geschwindigkeit zwischen 3700 und etwa 4000 m/sec nicht erkannt wird; dies würde bedeuten, daß eine zu große Eismächtigkeit bestimmt wird.

Lediglich die Profile GE und GF (Abb. A5 und A6) wurden als Dreischichtenfall behandelt. Hier wurde eine Grenzfläche erfaßt, die auf Grund der P-Wellen-Geschwindigkeiten von im Mittel 2200 m/sec für die erste und 3500 m/sec für die zweite Schicht, als Grenzfläche zwischen Firn und Eis angesehen wird. (Diese Grenzfläche ist in den Abb. A5 und A6 strichliert eingetragen).

Es gibt leider keine direkte Möglichkeit zu überprüfen, ob eine relativ dünne Schicht mit einer Geschwindigkeit von 3700 bis 4000 m/sec überschossen worden ist, und daher nicht erkannt werden kann. Es ist jedoch unwahrscheinlich, daß überall unter dem Gletscher derartige Zonen mit relativ niedriger Geschwindigkeit auftreten. Auch FÖRTSCH (1968b) und GIESE (1963) finden verschiedene Geschwindigkeiten zwischen Mulden und Rücken des Untergrundes. Geht man bei der Auswertung so vor, daß man den Profilen, die mit großer Sicherheit einen größeren Geschwindigkeits-Kontrast zwischen Eis und Fels erkennen lassen, ein größeres Gewicht beimißt,

so ergibt dies einen zusätzlichen Anhaltspunkt für die Profile, bei denen der Unterschied in den Geschwindigkeiten nicht so groß ist. Wertet man jedes Profil für sich aus, so muß an den Kreuzungspunkten dennoch eine Übereinstimmung der Eisdicken gegeben sein. Wäre dies nicht der Fall, so müßte die Zuordnung der Einsatzzeiten zu den Laufzeitgeraden mit geringerem Geschwindigkeits-Unterschied überprüft werden. Bei der vorliegenden Auswertung wurde eine recht gute Übereinstimmung erzielt. Die größten Abweichungen betrugen bis 10 Meter bei Eisdicken von etwa 60 Metern. Eine solche Übereinstimmung läßt das Vertrauen in die Methode und die Ergebnisse etwas ansteigen. Die Laufzeitkurven für jedes Profil sind in den Abb. A3 bis A22 dargestellt. Hier wird deutlich, daß im allgemeinen mehrere Sprengungen (nicht nur ein Schuß und Gegenschuß) für die Auswertung herangezogen werden konnten. Dies führt allerdings durch eine Mittelbildung auf die Konstruktion eines mittleren Horizontes. Zusätzlich zu der durch das Auswerteverfahren selbst bedingten verflachenden Darstellung der Konturen wird die eben erwähnte Mittelbildung eine weitere Verebnung bringen.

2.5. Schichtlinienplan des Untergrundes

Aus den Profilschnitten wurden in Abständen von je 100m die absoluten Höhen entnommen - als Referenzfläche diente die Gletscheroberfläche, dargestellt in der Karte von 1966 (Abb. A1), und in einen Plan eingetragen. Aus diesen Werten wurde der Schichtlinienplan (Abb. A2) gezeichnet. Zusätzliche Anhaltspunkte für die Interpolation zwischen

den bekannten Punkten werden vom Verlauf der Schichtlinien der Oberflächenkarte gegeben. Die Erfahrung zeigt, daß Stufen und Schwellen ihr Abbild in der Gletscheroberfläche haben. Allerdings sind diese Formen und ihre Abbildungen auf der Oberfläche räumlich gegeneinander verschoben. Trotzdem gelingt es - ist die Lage an einer Stelle bekannt - mit Hilfe der Topographie der Oberfläche eine Extrapolation durchzuführen. Der Verlauf der Höhenschichtlinien für das von Eis bedeckte Gebiet ist wesentlich glatter als für den eisfreien Teil. Dies ist zu erwarten, da zum einen das Verfahren der Auswertung eine Mittelung darstellt, zum andern die Interpolation zwischen den Profilen eine weitere Glättung bedeutet. Für die Höhenlage zwischen 3200 und 3300 Meter sind die 20 m Höhenlinien nicht eingetragen, da hier keine seismischen Mächtigkeits-Bestimmungen mehr vorliegen. Die 3300 m Höhenlinie wurde aus dem eisfreien Gebiet in den Gletscherbereich extrapoliert.

Anhand dieser Karte sind einige markante Strukturen zu erkennen. Der Vernagtferner ist deutlich in zwei Teile gegliedert; der westliche Teil ist als typische Talform mit steilen Hängen ausgebildet. In diesem Teil ist das Eis relativ mächtig. Der flächenmäßig größere Teil im Nordosten ist ein teilweise sehr flaches Becken, das nach unten durch eine Felsschwelle, die sich vom Schwarzkögele nach NW erstreckt, begrenzt wird. Diese Schwelle ist unterbrochen durch eine bis zu 60 m tiefe Rinne, durch die derzeit das Eis aus dem Becken ausfließt. Die Schwelle verliert sich jedoch ziemlich bald im flachen Becken. Oberhalb der

Felsschwelle ist das Gletscherbett übertieft, wobei die Übertiefung stellenweise bis 25 m beträgt, Im Bereich des Punktes ($R = 38\,000$, $H = 94\,000$) tritt an der Oberfläche eine Spaltenzone zutage, deren Ursache ein Rücken im Untergrund zu sein scheint. Im Schichtlinienplan ist hiervon nichts dargestellt, da wegen der Spaltenzone kein Profil darübergelegt werden konnte und daher auch keine Anhaltspunkte für die Eismächtigkeit vorhanden sind.

Der Untergrund des Guslarferners weist ebenfalls eine Schwelle quer zur Fließrichtung auf. Die Höhe der Schwelle ist 2950 m, das Becken dahinter ist um 50 m übertieft. Aus diesem Becken steigt der Untergrund ziemlich steil gegen das Firnbecken unterhalb des Kesselwandjochs an. Dieses Firnbecken wieder ist relativ flach und zeigt eine leicht talförmige Form. Die größten Eistiefen am Guslarferner (über 100 m) findet man im Bereich der Vortiefe.

Die Abb. A24 bis A26 zeigen in 6 Vertikalschnitten die eben beschriebenen Verhältnisse. Die Lage dieser Schnitte ist in der Abb. A1 eingetragen.

3. Geoelektrik

3. 1. Instrumentierung und Messverfahren

Die geoelektrischen Messungen wurden nach dem Schlumberger Verfahren ausgeführt. Der Versuchsaufbau dafür ist sehr einfach: er besteht aus zwei Meßkreisen. Beide Kreise werden über den Untergrund geschlossen und dazu mit jeweils zwei Elektroden versehen, die den Kontakt herstellen. Im einen Meßkreis wird der Strom gemessen, der zum Aufbau des künstlichen Feldes im Boden dient. Mit dem anderen wird das durch den Strom erzeugte künstliche Feld vermessen. Der erste Meßkreis soll im folgenden als Elektrodenkreis, der zweite als Sondenkreis bezeichnet werden.

Als Stromquelle diente zu Beginn der Messungen der Stromversorgungsteil einer handelsüblichen Geoelektrik-Apparatur (Askania GGa2). Dieses Gerät war jedoch nach einigen Tagen nicht mehr brauchbar, da Feuchtigkeit eingedrungen war. Zudem war es sehr schwer (46 kg) und dadurch im schwierigen Gelände sehr unhandlich. So wurden später sieben 90 Volt Anodenbatterien in Reihe geschaltet und als Stromquelle verwendet. Bei der geringen Stromentnahme von einigen μA bis zu 1 mA - bei Messungen auf Eis fließen nur so kleine Ströme - ist die Lebensdauer solcher Batterien sehr groß, und sie sind für derartige Messungen die beste Stromquelle, da sie bei geringem Gewicht und hoher Betriebssicherheit völlig ausreichende Spannung und Kapazität aufweisen. Allerdings müssen die Batterien vor Feuchtigkeit

geschützt werden, da es sonst zu einer Entladung über das Deckpapier kommt. Solche Kriechströme würden zudem die Meßergebnisse verfälschen.

Der Elektrodenkreis bestand aus der Stromquelle, einem Vielfach-Meßinstrument zur Strommessung (Siemens Multizet) und zwei Elektroden. Als Elektroden dienten teils Eisenstäbe, die in das Eis geschlagen wurden, teils feinmaschige Drahtnetze von etwa $1/2 \text{ m}^2$ Fläche, die durch Druck auf das Eis aufgefroren wurden. Die Zuleitungen waren Kabel der Firma Askania, die eine sehr gute und vor allem sehr widerstandsfähige Isolierung aufwiesen. Der Sondenkreis bestand ebenfalls aus zwei Erdungen - hier wurden nur Stahlstäbe verwendet - den Zuleitungen und aus einem Elektrometer. Das Elektrometer (Keithley 602B) ist Batterie betrieben und hat einen Eingangswiderstand größer als 10^{14} Ohm. Dadurch wird selbst bei dem hohen spezifischen Widerstand des Gletschereises (ungefähr $10^6 - 10^8$ Ohmmeter) eine leistungslose und damit direkte Messung der Potentialdifferenz zwischen den Sonden möglich. Allerdings bringen derart hochohmige Meßkreise, insbesondere bei Messungen im Gelände, experimentelle Schwierigkeiten mit sich. Es werden sämtliche Potentiale und Potential-Änderungen zwischen den Sonden gemessen, auch die sehr geringer Ladungen. So wird bereits ein Ladungs-Transport durch Wind oder Schneefall messbare Veränderungen bringen. Auch fließendes Schmelzwasser an der Gletscheroberfläche erzeugt messbare Potentiale. Wird nun bei großen Elektrodenabständen das gemessene künstliche Potentialfeld klein, so erreichen die Störungen

bereits die gleiche Größenordnung und machen somit eine genaue Ablesung des Meßwertes unmöglich. Während der Messungen wurden immer wieder Ruhepotentiale beobachtet, die jedoch berücksichtigt werden konnten, da sie sich nur langsam veränderten. Diese Potentiale wurden laufend gemessen und - je nach Vorzeichen - vom Meßwert abgezogen oder dazugezählt. Diese Ruhepotentiale erreichten Werte bis etwa 300 mV. Die kurzzeitigen Schwankungen des Potentialfeldes erreichten Werte bis etwa 30 mV und wurden, falls sie klein waren, durch mehrfache Messung herausgemittelt, falls sie größer waren, wurde solange nicht gemessen, bis die äußeren Bedingungen wieder günstig waren.

Es wurden Versuche angestellt, durch Salzen der Elektroden-Umgebung den Übergangs-Widerstand zu verringern und damit stärkere Ströme in das Eis zu bringen. Zwar konnte der Strom um etwa eine Zehnerpotenz erhöht werden, doch wurden gleichzeitig auch die Störungen größer. Der Strom und damit das Potential zwischen den Sonden schwankte so sehr - wahrscheinlich verursacht durch Änderungen der Ionenkonzentration in der Umgebung der Elektroden durch das an der Gletscheroberfläche abfließende Schmelzwasser - daß eine sichere Ablesung nicht mehr möglich war. Bei den weiteren Arbeiten wurde daher darauf verzichtet, die Umgebung der Elektroden irgendwie zu beeinflussen. Ein besonderes Problem bei Messungen mit Meßkreisen mit großem Innenwiderstand sind die Kriechströme. Auch wenn sie sehr klein sind, sind sie doch mit merkbaren Veränderungen des Potentials gekoppelt. Messungen zur Erfassung der Kriechströme wurden laufend

durchgeführt. Dazu wurden die Zuleitungen an den Elektroden abgeklemmt, in die Luft gehalten und der Strom eingeschaltet. Es zeigte sich, daß der dann gemessene Strom kleiner als 10^{-2} uA war und daß das Potential sich nicht veränderte. Daraus konnte geschlossen werden, daß die Isolierung der Kabel in Ordnung war. Daß auch an den Batterien und deren Anschlüssen keine Leck- und Kriechströme existierten, konnte durch eine kleinräumige Vermessung des Potentialfeldes in der unmittelbaren Umgebung der Batterien und Meßgeräte nachgewiesen werden. Es zeigte sich, daß bei schönem Wetter die Messungen ohne allzugroße Schwierigkeiten mit guten Ergebnissen durchgeführt werden konnten. Bei schlechtem Wetter allerdings - es genügt bereits dichter Nebel - konnten keine befriedigenden Ergebnisse erzielt werden, da dann die Störungen zu groß wurden und nicht beseitigt werden konnten.

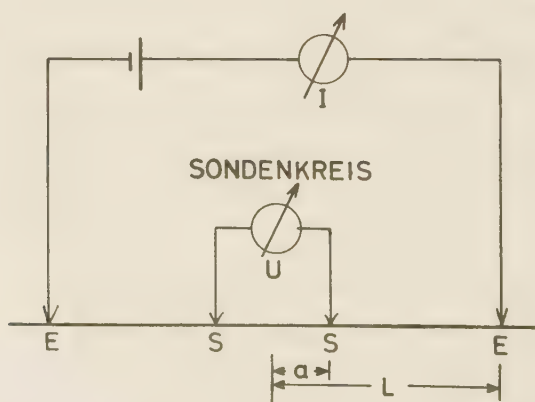


Abb. 6: Die Meßanordnung

3. 2. Die Meßergebnisse

Die Lage der Profile ist in der Abb. A1 eingetragen. Einige Meßergebnisse sind im Anhang in den Tabellen TA3 - TA5 für die jeweiligen Sondierungen angegeben. In Tab. TA4 stehen die Werte für das Profil 3. Hier wurde zum Vergleich für jeden Elektrodenabstand einmal mit Spießen und einmal mit Netzen als Elektroden gearbeitet. Die Werte zeigen eine gute Übereinstimmung und es zeigt sich, daß der Strom, der über die Netze in den Boden geschickt werden konnte, etwa um den Faktor 3 größer war als der, der über die Stahlspieße lief. Da auch der gemessene scheinbare spezifische Widerstand gut übereinstimmt, wird die Verwendung von Flächenelektroden gerechtfertigt. Tab. TA3 zeigt die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse. Dieses Profil wurde mehrfach vermessen, wobei zwischen den Messungen etwa drei Stunden vergangen waren. Die Meßwerte für die Sondierung im Gletschervorfeld streuen um bis zu 2 Zehnerpotenzen. (Tab. TA5) Diese Messung sollte dazu dienen, direkt den Widerstand der anstehenden Gneise zu messen. Allerdings waren die Witterungsbedingungen äußerst schlecht (Nieselregen) und der Untergrund im Gletschervorfeld ist äußerst inhomogen. Grobes Blockwerk wechselt mit Bachschotter ab, dazwischen liegt immer wieder sehr feinkörniger Sand mit wechselndem Feuchtigkeitsgrad.

3. 3. Auswerteverfahren

Für die Schlumberger Anordnung wird der scheinbare spezifische Widerstand ϱ_s mit folgender Formel berechnet:

$$\varrho_s = K \frac{U}{I}$$

wobei U die gemessene Potentialdifferenz,

I der gemessene Strom

und K ein Faktor, der von der geometrischen Anordnung abhängt, ist.

$$K = \frac{\pi}{4} \left(\frac{L^2 - a^2}{a} \right)$$

mit a : Abstand der Sonden

L : halber Elektrodenabstand.

Für größere Elektrodenabstände vereinfacht sich die obige Formel zu:

$$K = \frac{\pi}{4} \frac{L^2}{a}$$

Man erhält nun Werte für ϱ_s in Abhängigkeit vom Elektrodenabstand. Diese Werte werden auf doppelt-logarithmischem Papier aufgetragen. Die so entstehenden Kurven werden mit berechneten Modellkurven verglichen. Diese Modellkurven sind für ebene Schichtung und verschiedene Widerstandsverhältnisse sowie verschiedene Mächtigkeiten der einzelnen Schichten berechnet. Dazu gibt es einige Modellkurven-Atlanten (MOONEY und ORELLANA 1966, FLATHE - interner Bericht im Bundesamt für Bodenforschung). Im allgemeinen enthalten diese Atlanten jedoch hauptsächlich Modellkurven von

3-Schicht-Modellen und nur wenige 4-Schicht-Modelle. Beim Vergleich der hier gemessenen ϱ_s -Kurven mit den vorhandenen Modellkurven zeigt sich, daß keine befriedigende Übereinstimmung gefunden werden kann. Vielmehr deutet die Form der ϱ_s -Kurven darauf hin, daß eine Zunahme des spezifischen Widerstandes mit der Tiefe vorliegt. Um nun Modellkurven berechnen zu können, die diese Zunahme annähern können, wurde nach einer von MOONEY, ORELLANA, PICKETT und THORNHEIM (1966) angegebenen Methode ein Programm in Algol geschrieben, das es ermöglicht, Modellkurven für n-Schichtfälle mit ebenen Schichtgrenzen zu berechnen. Im folgenden soll kurz die Methode skizziert werden, nach der vorgegangen wurde. Das Algol-Programm mit Programmbeschreibung findet sich im Anhang.

Das Potential an der Oberfläche eines geschichteten Mediums in der Entfernung r von einer Punktquelle wird durch die folgende Gleichung beschrieben:

$$V(r) = \frac{\varrho_1 I}{2\pi} \left[\frac{1}{r} + 2 \int_0^{\infty} \theta(t) J_0(rt) dt \right] \quad (1)$$

mit: ϱ_1 : Widerstand der ersten Schicht

I : Strom an der Punktquelle

J_0 : Besselfunktion erster Art

$\theta(t)$: Kern-Funktion

Die Kern-Funktion ist abhängig von zwei Parametern; diese sind die Schichtmächtigkeiten und die spezifischen Widerstände der einzelnen Schichten. Die Eigenschaften dieser Kern-

Funktion sind eingehend untersucht bei ROMAN (1963).

Für den beliebigen n-Schichtenfall läßt sich $\theta(t)$ aus Polynomen zusammengesetzt darstellen:

$$\theta_n(t) = \frac{P_n(u)}{H_n(u) - P_n(u)}$$

$$\text{mit: } u = e^{-2t}$$

P und H wiederum lassen sich über Rekursionsformeln bestimmen, die von FLATHE (1955) angegeben wurden.

$$P_{j+1}(u) = P_j(u) + H_j(u^{-1}) k_j u^{D_j}$$

$$H_{j+1}(u) = H_j(u) + P_j(u^{-1}) k_j u^{D_j}$$

$$\text{mit: } P_1 = 0$$

$$H_1 = 1$$

$$k_j = (\vartheta_{i+1} - \vartheta_i) / (\vartheta_{i+1} + \vartheta_i)$$

$$D_j = E_1 + E_2 + E_3 + \dots + E_j$$

$$E_i: \text{ Mächtigkeiten der einzelnen Schichten}$$

Betrachtet man die Potentialverteilung an der Oberfläche eines geschichteten Mediums für die Schlumberger Anordnung und löst nach ϑ_s auf, so erhält man folgende Formel:

$$\varrho_s = \varrho_1 \left[1 + 2L^2 \int_0^{\infty} t \theta(t) J_1(Lt) dt \right] \quad (2)$$

mit: ϱ_s :Scheinbarer spezifischer Widerstand

L :Halber Elektrodenabstand

ϱ_1 :Spezifischer Widerstand der ersten Schicht

Für die numerische Lösung dieses Integrals wird die Kern-Funktion in eine Reihe entwickelt:

$$\theta(t) = \sum_{N=1}^{\infty} Q(N) u^N ; \quad u = e^{-2t}$$

Die Koeffizienten dieser Reihe $Q(N)$ werden aus den Polynomen P und H bestimmt. Ist die Kern-Funktion in dieser Weise dargestellt, so kann nach WATSON (1952) die Integration geschlossen durchgeführt werden. Die Gleichung (1) kann dann geschrieben werden als:

$$V(r) = \frac{\varrho_1 I}{2\pi r} \left[1 + 2 \sum_{N=1}^{\infty} Q(N) (1 + 4N^2/r^2)^{-1/2} \right]$$

und Gleichung (2) als:

$$\varrho_s = \varrho_1 \left[1 + 2 \sum_{N=1}^{\infty} Q(N) (1 + 4N^2/L^2)^{-3/2} \right]$$

Für die Berechnung wird zuerst die Reihendarstellung der Kern-Funktion ausgeführt und gespeichert. Hierzu werden alle Parameter des Untergrundes verwendet. Dann wird die Multiplikation mit dem die Geometrie beinhaltenden Faktor

$$(1 + 4N^2/L^2)^{-3/2}$$

durchgeführt und die einzelnen Glieder aufsummiert. Die Summation wird nach einer endlichen Anzahl von Gliedern abgebrochen. Der dabei entstehende Fehler kann nach oben abgeschätzt werden:

$$F < \frac{L^3}{8M^2}$$

wobei M die Anzahl der verwendeten Reihenglieder ist. Man kann also mit beliebiger vorzugebender Genauigkeit die Modellkurve berechnen, da über die Fehlerabschätzung ein Maß für die Anzahl der notwendigen Reihenglieder gegeben ist.

An der TR 4 des Rechenzentrums der Bayerischen Akademie der Wissenschaften wurden mit diesem Verfahren Modellkurven berechnet und die Modellparameter solange variiert, bis sich eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Kurven ergab.

Im allgemeinen läßt sich bei der Auswertung von Kurven des scheinbaren spezifischen Widerstandes kein eindeutiges Modell bestimmen. Wohl ist die Berechnung der Modellkurven aus den Modelldaten eindeutig, doch gibt es eine Vielzahl von Modellen, die dieselbe Modellkuve, oder Modellkurven, die im Rahmen der erreichbaren Meßgenauigkeit gleich sind, liefern. Kann man jedoch die frei zu wählenden Parameter, wie z.B. den der Eisdicke, festlegen, dann wird die Mehrdeutigkeit bereits erheblich eingeschränkt. Im vorliegenden Fall wurde als Anhaltspunkt für die Eismächtigkeit ein aus der Refraktions-Seismik extrapolierter Wert angenommen.

Zu beachten ist bei der Auswertung jedoch auch, daß alle Modelle auf der Grundlage ebener Schichtung berechnet sind. Diese Annahme ist beim Vernagtferner jedoch keineswegs streng erfüllt. Das Gletscherbett ist mehr oder weniger trogförmig ausgebildet. Numerisch läßt sich nicht abschätzen, welchen Einfluß dies auf die Form der gemessenen Kurve hat.

ROETHLISBERGER (1967) gibt dazu Ergebnisse von Modellversuchen an. Mißt man in der Längsrichtung eines Trogess mit halbkreisförmigem Querschnitt und wertet die so erhaltene

Q_s -Kurve mit Modellkurven, berechnet für ebene Schichtung, aus, so wird man für die Tiefe einen um 20 - 35 % zu kleinen Wert erhalten. Allerdings macht sich der Einfluß einer trogförmigen Grenzfläche nur im letzten, im vorliegenden Fall im abfallenden, Teil der Q_s -Kurve bemerkbar. der vordere Teil, der insbesondere bei den Sondierungen 2 - 5 auf eine mit der Tiefe zunehmende Widerstands-Verteilung schließen läßt, wird dadurch nicht beeinflusst.

Um den spezifischen Widerstand mit größerer Sicherheit bestimmen zu können, wurden von den seismisch ermittelten Tiefen 30% abgezogen und diese Werte für die Auswertung bzw. die Auswahl der möglichen Modellkurven herangezogen. Auf diese Art wird der Fehler durch den trogförmigen Untergrund weitgehend ausgeschaltet.

Im Gelände war es während der Untersuchungen nicht gelungen, den Widerstand des Untergrundes direkt zu messen. Aus der Literatur (z.B. KELLER 1966) sind jedoch Werte für Gneise bekannt, die von der Größenordnung 10^3 - 10^4 Ohmmeter sind.

Dies stimmt sehr gut mit dem sehr steilen Abfall im letzten Teil der Kurven überein. Die Modelle wurden daher mit einem Widerstands-Verhältnis zwischen der ersten Schicht und dem Halbraum von 1/100 bis 1/1000 gerechnet, wobei die berechnete Kurve nur sehr geringfügig von einer Änderung dieses Verhältnisses um eine Zehnerpotenz beeinflusst wird.

3. 4. Die Sondierungen im Einzelnen

Die Abb. 7 zeigt eine Zusammenstellung der vermessenen Kurven des scheinbaren spezifischen Widerstandes. Daraus wird bereits deutlich, daß der Widerstand des Gletschereises zum Gletscherende hin abnimmt. (Man vergleiche hierzu den Lageplan der Profile in der Abb. A1.)

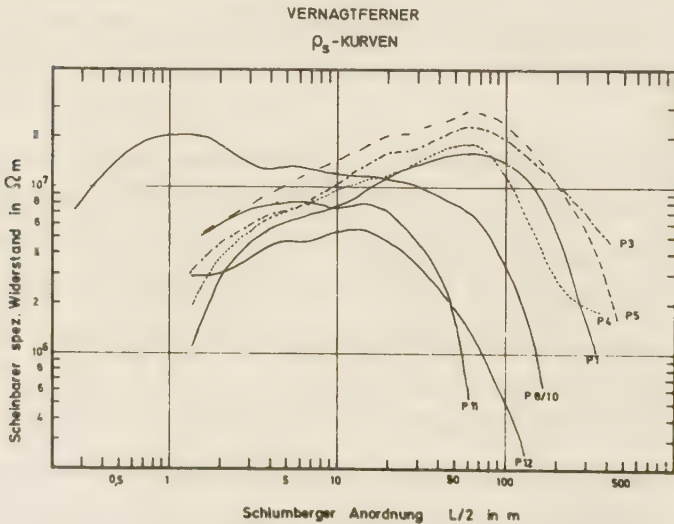


Abb. 7: Zusammenstellung der gemessenen ρ_s -Kurven

P3 - P5 liegen im wesentlichen parallel und oberhalb des Zusammenflusses der beiden Gletscherzungen. P4 und P5 zeigen ab 200 bzw. 160 m eine sehr starke Streuung der Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes. Dies kann damit erklärt werden, daß von dieser Entfernung ab mehrere Gletscherspalten die Profile kreuzten. Wurde eine Elektrode in der Nähe einer Spalte in das Eis gestoßen, stieg der Wert des scheinbaren spezifischen Widerstandes sprunghaft an. Die Spalten waren etwa 1 - 2 m breit und ca. 20 m tief. Es ist durchaus denkbar, daß dadurch die Form des Strom- und Potentialfeldes derart gestört wird, daß falsche Werte gemessen werden.

Die Profile 3 - 5 wurden alle mit derselben Modellkurve ausgewertet. Dies scheint insofern gerechtfertigt, da sie parallel zueinander verlaufen und im gleichen Abstand vom Gletscherende liegen. Auch ist unwahrscheinlich, daß starke laterale Änderungen des spezifischen Widerstandes existieren, da in diesem Bereich die Struktur des Eises ziemlich homogen ist. Das Modell ist ein 5-Schicht-Modell mit den folgenden dimensionslosen Parametern (in relativen Einheiten)

<u>Schicht</u>	<u>Schichtmächtigkeit</u>	<u>spez. Widerstand</u>
1	1	1
2	5	5
3	10	10
4	50	20
Halbraum	∞	0.001

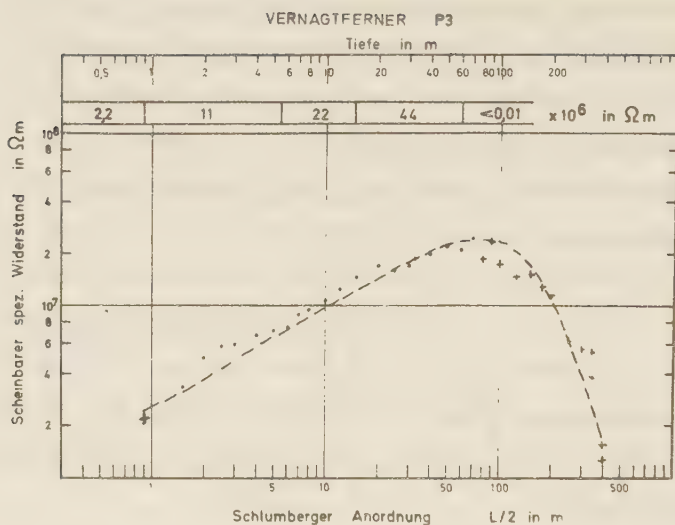


Abb. 8: Profil 3

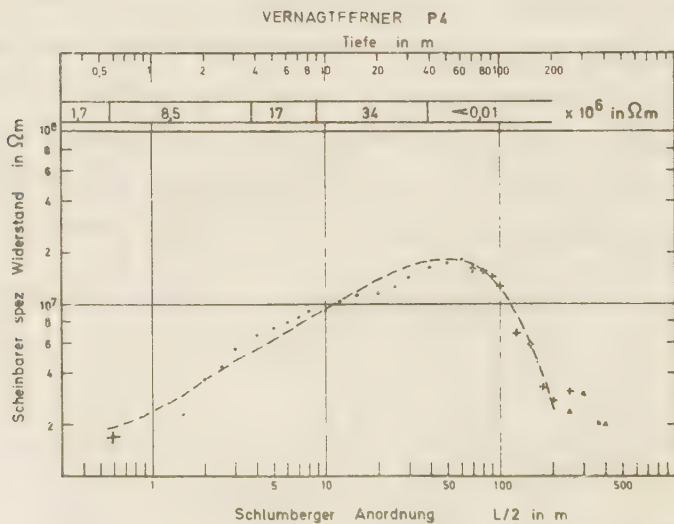


Abb. 9: Profil 4

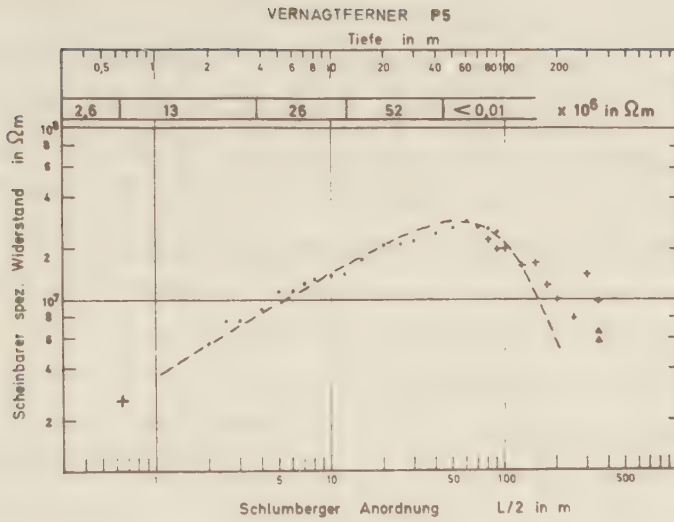


Abb. 10: Profil 5

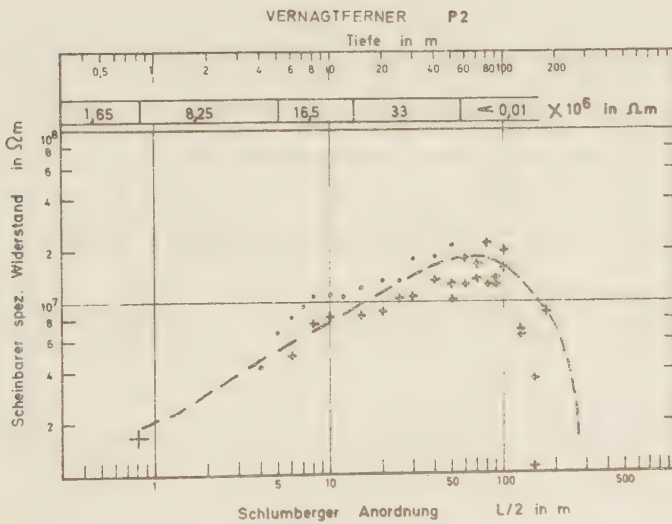


Abb. 11: Profil 2

Wegen der verwendeten Modelle sind im Tiefenprofil im jeweils oberen Teil der Abbildungen der Sondierungs-Kurven scharfe Grenzflächen eingetragen. Wahrscheinlicher jedoch sind Übergangszonen anstelle der scharfen Grenzschichten, wenn nicht gar eine kontinuierliche Variation des spezifischen Widerstandes. Die oberste Schicht mit einem Widerstand von im Mittel der drei Profile 2.2 Megohmmeter jedoch dürfte scharf abgegrenzt sein; hier muß es sich um die sogenannte Verwitterungszone handeln, die stark durchfeuchtet ist. Auch der Übergang zum Felsuntergrund kann nicht allzu breit ausgebildet sein, da der Abfall der Kurve sehr rasch erfolgt. Ebenso konnte das Profil 2, welches etwa senkrecht zu den Profilen 3 - 5 verläuft, mit derselben Modellkurve ausgewertet werden; Die Übereinstimmung mit P₃, mit dem es den Zentralpunkt gemeinsam hat, ist befriedigend. Die Abb. 12, 13 und 14 zeigen die Profile, die näher dem Gletscherende liegen. Bei den Sondierungen (8+10) und (9+12) wurde mit sehr kurzen Elektrodenabständen (im Dezimeter Bereich) gemessen. Dabei wurden Nägel als Elektroden verwendet, um die Feldverteilung nicht zu stark zu beeinflussen. Das Profil (8+10) wurde als 4-Schicht-Modell ausgewertet.

<u>Schicht</u>	<u>Schichtmächtigkeit</u>	<u>spez. Widerstand</u>
1	1	1
2	1	20
3	300	2
Halbraum		0.001

Sehr gut belegt ist bei dieser Sondierung der spezifische

Widerstand der dritten Schicht mit 11.2 Megohmmetern durch den relativ langen flachen Verlauf der Kurve. In der Abb. 12 beachte man den gegenüber den anderen Abbildungen geänderten Tiefenmaßstab. Die beiden Profile P 11 und P (9+12) konnten mit demselben 3-Schicht-Modell ausgewertet werden.

<u>Schicht</u>	<u>Schichtmächtigkeit</u>	<u>spez. Widerstand</u>
1	1	1
2	25	2.5
Halbraum		0.001

Die starke Streuung der Werte beim Profil 11 wird durch den zunehmenden Einfluß der Umrandung des Gletschers verursacht.

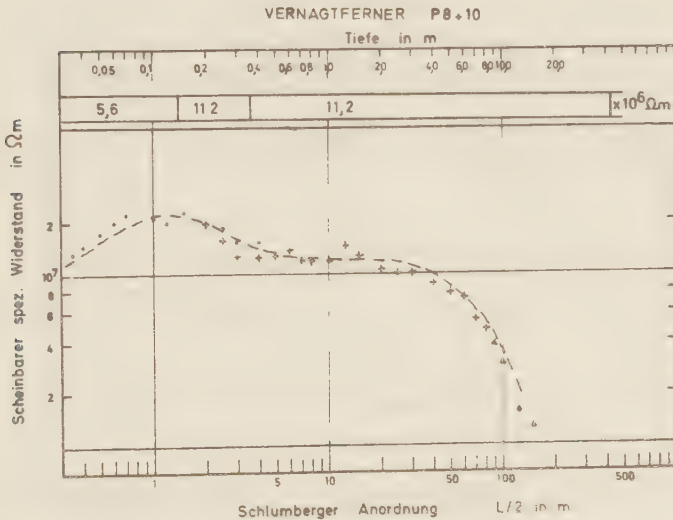


Abb. 12: Profil P (8+10)

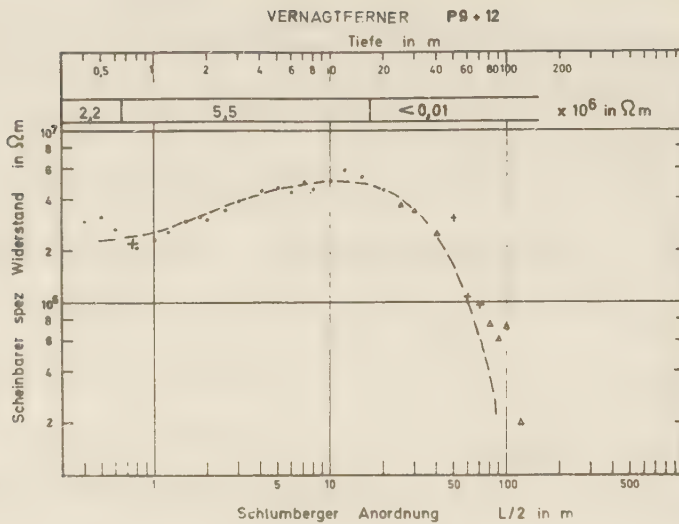


Abb. 12: Profil P (9+12)

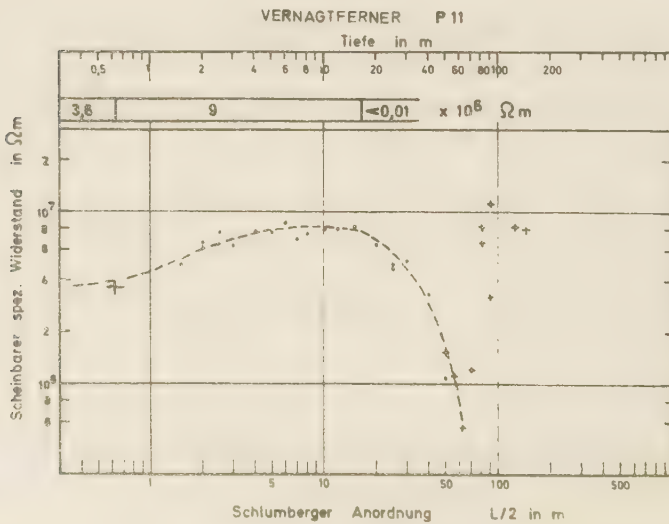


Abb. 13: Profil P 11

3. 5. Allgemeine Bemerkungen zu den gewonnenen Ergebnissen

Mit all den Vorbehalten, die durch die Methode der Auswertung den Ergebnissen anhaften, lassen sich doch einige sichere Aussagen machen. Der spezifische elektrische Widerstand des temperierten Gletschereises ist sehr groß - mindestens 10^6 Ohmmeter. Verwendet man die Methode allein, so kann man die Mächtigkeit nicht gut bestimmen, wohl aber ist es möglich, im Zusammenhang mit Mächtigkeits-Bestimmungen anderer Art, Aussagen über einen physikalischen Parameter des Gletschereises - den spezifischen elektrischen Widerstand und dessen Verteilung zu machen. Noch ist sehr wenig bekannt über den Zusammenhang zwischen der Leitfähigkeit von natürlichem, temperiertem Gletschereis und anderen Parametern. Die meisten Labor-Untersuchungen sind auf Messungen an reinen Eis-Einkristallen beschränkt worden. Die dabei gewonnenen Ergebnisse lassen sich nicht direkt auf natürliches Gletschereis übertragen; dies ist nämlich ein Verbund von gar nicht oder sehr gut orientierten Kristallen verschiedener Größe. Wahrscheinlich ist der Leitungs-Mechanismus eine Kombination aus dem Proton hopping in den reinen Eis-Einkristallen, unterbrochen an den Korngrenzen durch abblockende Schichten (ROETHLISBERGER und VOEGTLI 1967) und einem Anteil von elektrolytischer Leitung über die im Wasser gelösten Ionen. Nach mündl. Mitteilung von NYE (1971) wird der spezifische Widerstand eines Eiskorn-Verbandes wesentlich mitbestimmt durch die Zahl der Verunreinigungen an den Korngrenzen. Anzustreben wäre es, einmal an einem Bohrloch ein vertikales Profil des spezifischen elektrischen

Widerstandes zu vermessen und gleichzeitig die gezogenen Kerne kristallographisch und chemisch zu untersuchen. Darüberhinaus sollten an diesem Bohrloch auch Untersuchungen über eine mögliche Anisotropie der elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt werden. Auf diese Weise könnte ein Zusammenhang zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand und den oben genannten Größen hergestellt werden. Ist diese Beziehung experimentell nachgewiesen, so kann später über derartige Tiefen Sondierungen zusammen mit Mächtigkeits-Bestimmungen (möglicherweise mit Radar Methoden) auf einfache Weise die interne Struktur von Gletschern untersucht werden. Ansätze in dieser Richtung sind bereits in Grönland und der Antarktis gemacht worden, wo ein Zusammenhang zwischen dem spezifischen Widerstand und Firnmächtigkeiten bzw. Firnschichtung hergestellt werden konnte. Auch die Temperaturabhängigkeit des spezifischen Widerstandes ist dort bereits näher untersucht (HOCHSTEIN 1967).

4. Das Eisvolumen und seine Veränderungen

Aus der Karte des Untergrundes wurde zusammen mit der Oberflächenkarte das Eisvolumen berechnet. Dazu wurde ein quadratisches Gitternetz mit einer Maschenweite von 100 m über die Gletscher gelegt und die Eismächtigkeit an jedem Gitterpunkt bestimmt. Der Gletscher wird also in Quader mit einer Grundfläche von je $10\,000\text{ m}^2$ zerlegt. Das Volumen wurde dann aus der Eismächtigkeit und der Grundfläche der Quader berechnet. Eine solche Zerlegung lieferte eine genügende Genauigkeit des berechneten Volumens, da die Oberfläche wie auch die Grenzfläche über eine Entfernung von 100 m recht gut durch eine Gerade angenähert werden kann. Dasselbe Verfahren wurde angewendet, um die Volumensänderungen des Guslarferners für die Zeiträume zwischen zwei kartographischen Aufnahmen zu bestimmen. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 1 - 3 zusammengefaßt. Die Werte für die Flächen- und Volumensverluste des Vernagtferners sind von HOINKES (1970) entnommen. Die Flächenverluste des Guslarferners wurden durch Planimetrieren ermittelt. Das Volumen des Vernagtferners - bezogen auf die Oberfläche von 1966 beträgt $567,4\text{ Mill. m}^3 \pm 15\%$ das des Guslarferners $68\text{ Mill. m}^3 \pm 15\%$. Der Fehler ist im wesentlichen geschätzt und stützt sich auf die Genauigkeit der Mächtigkeits-Bestimmung mit der Methode der Refraktions-Seismik. In dem Wert für das Volumen des Guslarferners ist das Volumen des sogenannten "Kleinen Guslarferners" (unterhalb Kesselwandspitze und Guslarspitzen) nicht enthalten. Er trägt heute kein Eis mehr zur Zunge bei und daher wurden dort keine Eismächtigkeiten gemessen.

In der Tab.1 ist auch der Wert der Fläche dieses Gebietes (1.45 km^2) für das Jahr 1966 nicht mehr berücksichtigt. Wohl aber sind die Volumensänderungen auch für diesen Teil bestimmt worden, da er früher einen größeren Beitrag zur Zunge des Guslarferners lieferte. Es zeigte sich jedoch, daß es eine Möglichkeit gibt, eine Abschätzung für das Volumen des Kleinen Guslarferners zu geben. In der Tab.3, Spalte 9 ist der Anteil des Vernagt- und Guslarferners am Gesamtvolumen in Prozent angegeben. Dabei fällt auf, daß dieses Verhältnis für die Jahre 1889, 1912 und 1938 mit 87 : 13 konstant geblieben ist; lediglich 1966 ist es 89 : 11. Nimmt man an, daß die Konstanz der Verhältnisse der Volumina auch für 1966 noch gültig ist, dann kann so das Volumen des Kleinen Guslarferners bestimmt werden. Demnach würde es ca. 17 Mill. m^3 und die mittlere Mächtigkeit 12 m betragen. Um diesen Betrag von 17 Mill. m^3 müßte dann das Gesamtvolumen in der Tab.3 erhöht werden. Da dieser Betrag unterhalb der Fehlergrenze liegt, wurde aber darauf verzichtet. Berücksichtigt man diese Werte aber bei der Berechnung der mittleren Eismächtigkeit des Guslarferners für das Jahr 1966, so erhält man einen Wert von 22.3 m für den gesamten Gletscher. Dieser Wert paßt besser in die Reihe der sinkenden mittleren Eismächtigkeiten (Tab.1 Spalte 9) und ist deshalb in Klammern aufgeführt.

Die Konstanz der Volumen- und Flächenverhältnisse beider Gletscher zeigt deutlich, daß beide ein gleichphasiges System bilden und auf klimatische Einflüsse ähnlich reagieren. Dafür spricht auch die Tatsache, daß "surges", die das

Zeitraum	Fläche	Flächenverlust	Volumen	Volumenverlust	mittlere	Vol. -	Flä. -
Jahr	in km ²	in km ²	in 10 ⁶ m ³	in 10 ⁶ m ³	Dicke	verl.	verl.
	gesamt	/Jahr	gesamt	/Jahr	in m		
1845							
44							
1889	<u>4.6</u>	0.005	<u>131</u>	10	<u>28.5</u>		
23				0.435			
1912	<u>4.49</u>	0.24	<u>121</u>	19	<u>26.9</u>	<u>8</u>	<u>2.4</u>
26				0.731			
1938	<u>4.25</u>	0.45	<u>102</u>	34	<u>24</u>	<u>15.7</u>	<u>5.3</u>
28				1.21			
1966	<u>2.35</u>	(3.8)*	<u>68</u>	(85)*	<u>28.9</u>	<u>23.3</u>	<u>11</u>
					(22.3)*	(16.5%)*	

Tab. 1: Tabellarische Übersicht über einige Daten des Guslarfeners.
Erläuterungen im Text

Jahr	Zeitraum in Jahren	Flächenverlust in km^2 gesamt	Volumen in 10^6 m^3 gesamt	Volumenverlust in 10^6 m^3 gesamt	mittlere Dicke in m	Vol.- verl.	Flä.- verl.
1845		13.8	1127.4		82		
1889	44	2.4	0.055	239	5.4		
1912	23	11.4	0.007	99	4.3	21%	17.4%
1938	26	11.25	0.035	92	3.5	11%	1.2%
1966	28	10.35	0.027	130	4.6	12%	8%
		9.553			59	19%	7%

Tab. 2: Tabellarische Übersicht über einige Daten des Vernagtfenners.

Die Daten von 1845 können nicht nach Gletschern getrennt werden.

Zeitraum Jahr in Jahren	Fläche in km ²	Flächenverlust in km ² gesamt /Jahr	Volumen in 10 ⁶ m ³	Volumenverlust in 10 ⁶ m ³ gesamt /Jahr	Volumen in % des ges. Vol. Vernagt Gusl.	Fläche in % der ges. Fl. Vernagt Gusl.
1845_	18.4_		1258_			
44	2.4	0.055	239	5.4		
1889_	16_		1019_		87% 13% 29%	
23	0.26	0.011	109	4.7		
1912_	15.74_		910_		87% 13% 29%	
26	1.14	0.044	111	4.3		
1938_	14.6_		799_		87% 13% 29%	
28	1.25	0.045	164	5.8		
1966_	13.35_		635_		89% 11% 20%	

Tab. 3: Tabellarische Übersicht über einige Daten von Guslar- und Vernagtferner.

Erläuterung im Text

Rofental erreichten, nur dann möglich waren, wenn beide Gletscher eine erhöhte Aktivität zeigten; d.h. wenn beide Gletscher zugleich Eis für den jeweiligen surge beisteuerten. Es ist daher zu vermuten, daß der Grund für den surge-Mechanismus in den besonderen Formen des Gletscherbettes zu suchen ist. Schon FINSTERWALDER (1897) weist darauf hin, daß der Vernagtferner aus einem großen Becken ein enges Tal speist. Ähnlich sind die Verhältnisse beim Guslarferner. Bei beiden Gletschern liegt diese Verengung des Querschnittes in einer Höhe von etwa 2800 m. Etwa 100 m bis 150 m darüber liegen dann - wiederum bei beiden Gletschern - die Schwellen, welche den Eisfluß aus den Akkumulations-Gebieten beeinflussen. Man muß die Frage stellen, ob diese Schwellen allein ausreichend sind, um den Eisfluß so zu steuern, daß über längere Zeit die großen, oberhalb liegenden Akkumulations-Gebiete "gestaut" werden können, sodaß sich genügend Eis für einen "surge" ansammeln kann.

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt müßten oberhalb der heutigen 3000 m Höhenlinie etwa 50 m Eis akkumuliert werden, um das Volumen von 1845 wieder herzustellen. Allerdings müßte ja nicht der gesamte Eisfluß gestaut werden, da durch ein Ausfließen eines gewissen Volumens, Teile des jetzigen Ablations-Gebietes durch Aufhöhung zum Akkumulations-Gebiet würden und durch diese Vergrößerung die zusätzliche Ablation an der langsam vorrückenden Zunge kompensiert würde. Ist dann genügend Eis angesammelt, würden irgendwelche kritischen Werte - wahrscheinlich am Untergrund - erreicht, und die Zunge würde beginnen, sehr rasch vorzustoßen.

Eine Aufhöhung von 50m scheint nicht unmöglich zu sein. Für das Jahr 1965/66 wurde für den Vernagtferner (Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften 1971)eine Netto-Akkumulation von 9.646 Mill. m^3 für eine Akkumulations-Fläche von 8.952 km^2 errechnet. Dies entspricht einer Erhöhung der Oberfläche um 1m im Gebiet oberhalb 2920 m. So würden - grob abgeschätzt - bereits 50 Jahre mit denselben klimatischen Bedingungen wie 1965/66 genügen, um die für einen "surge" notwendigen Eismassen anzusammeln. All dies gibt jedoch noch keine zwingende Erklärung dafür, daß die beiden Gletscher sich plötzlich sehr rasch bewegen und in kurzer Zeit bis zum Rofental vorstoßen. Diese Frage muß wohl durch Modellrechnungen geklärt werden, wobei erst noch geeignete Randwertbedingungen für die Gleitbewegung des Eises am Untergrund gefunden werden müßten. Die vorliegende Untersuchung kann vielleicht einige Anhaltspunkte für die Behandlung dieses Problems geben.

Die folgende Abbildung zeigt den Volumenverlust des Systems, sowie den Flächenverlust des Systems, gegenübergestellt der Mitteltemperatur in Vent. Diese Temperaturreihe ist von LAUFFER (1966) und wurde für diesen Zweck nochmals gemittelt und zwar über den jeweiligen Zeitraum. Eingetragen ist auch die berechnete Massenbilanz $\bar{B}^*$ und die seit 1965 gemessene. Diese ist positiv und die Massenbilanz von 1968/69 ist die letzte, die herangezogen wurde.

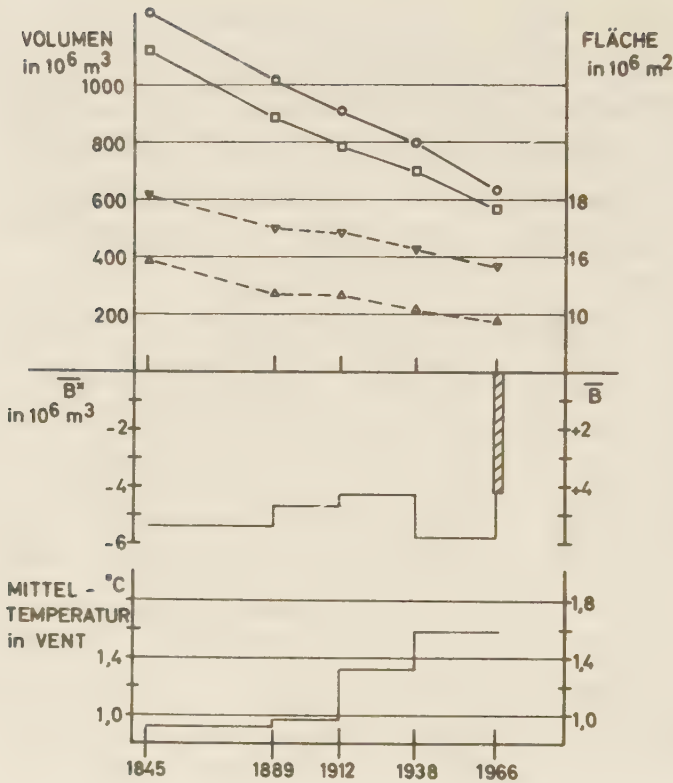


Abb. 14: Volumen- und Flächenverlust von Vernagt- und Guslarferner sowie vom Vernagtferner alleine.

Das obere Kurvenpaar gibt den Volumenverlust an das untere den Flächenverlust. Die jeweils untere Kurve stellt den Volumen- und Flächenverlust des Vernagtferners dar.

$\bar{B}^*$: berechnete mittlere Massenbilanz seit 1845.

$\bar{B}$: gemessene Massenbilanz 1965/66 - 1968/69

$\bar{B}^*$ ist negativ, $\bar{B}$ positiv.

5. Zusammenfassung

Zwei Gletscher in den Ötztaler Alpen, der Guslar- und Vernagtferner, wurden mit zwei Methoden der Geophysik untersucht. Die erste Methode - die Refraktions-Seismik - wurde angewandt, um das Volumen der Gletscher und die Form des Untergrundes zu bestimmen. Dabei wurde die Auswertung im wesentlichen nach Standard-Verfahren durchgeführt und auf ein Zweischicht-Modell beschränkt. Es wurde entlang von Profilen mit einer Gesamtlänge von etwa 19 km gemessen und aus den Ergebnissen dieser Messungen zusammen mit den Ergebnissen früherer Messungen ein Schichtlinienplan des Untergrundes konstruiert. Dieser Plan diente zusammen mit der Karte der Oberfläche von 1966 zur Bestimmung des Volumens. Es beträgt 635 Mill. m³. Davon entfallen 567 Mill. m³ auf den Vernagtferner und 68 Mill. m³ auf den Guslarferner. Das heutige Volumen ist etwa halb so groß wie zur Zeit der größten Ausdehnung der beiden Gletscher um 1845. Der Volumrückgang konnte anhand von 4 Karten der Oberfläche aus den Jahren 1889, 1912, 1938 und 1966 bestimmt werden. Es zeigt sich ferner, daß die beiden Gletscher seit 1845 immer nach dem gleichen Verhältnis (87% der Vernagtferner und 13% der Guslarferner) Masse zur Gesamtmasse des Systems beisteuern.

Die Messungen mit der Schlumberger Methode zeigen, daß bei sorgfältiger Meßtechnik gute Ergebnisse erzielt werden können. Die Auswertung der Kurven des scheinbaren spezifischen Widerstandes ergaben für das Gletschereis einen

Widerstand von mindestens 10^6 Ohmmetern. Das Eis ist bezüglich des spezifischen elektrischen Widerstandes nicht homogen, vielmehr wurde bei einigen Sondierungen eine Zunahme des Widerstandes mit der Tiefe festgestellt, dagegen eine Abnahme gegen das Gletscherende hin.

6. Literaturverzeichnis

- BENTLEY, C. R.: The structure of Antarctica and its ice cover.
Research in Geophysics, vol. 2, 335 -389,
The M.I.T.Press, 1964.
- BERCKHEMER, H.: MARS 66. Eine Magnetbandapparatur für seismische Tiefenondierung.
Z. f. Geophys. 36, 501 - 518, 1970.
- BROCKAMP, B. und H. MOTHEs : Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher I.
Z. f. Geophys. 6, 482 - 500, 1930.
- BRÜCKL, E. und G. GANGL : Refraktionsseismische Gletscherdickenmessungen in den österreichischen Alpen.
Vortrag, Tagung der DGG in Karlsruhe, 1971.
- BUDD, W. F. und D. JENSSEN : Numerical modelling of glacier systems.
Vortrag, Symposium on Snow and Ice in Mountainous Regions, IUGG Generalversammlung, Moskau 1971.
- CAMPBELL, W. J. und L. A. RASMUSSEN : Three-dimensional surges and recoveries in a numerical glacier model.
Canadian Journal of Earth Sciences, 6, 979-986, 1969.
- FINSTERWALDER, S.: Der Vernagtferner.
Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins, 1, 1, 113p. 1897.
- FÖRTSCH, O., SCHNEIDER, H.J. und VIDAL, H.: Seismische Messungen auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner in den Ötztaler Alpen.
Gerl. Beitr. z. Geophys. 64, 233 - 261, 1955.
- FÖRTSCH, O., und H. VIDAL : Die Ergebnisse der seismischen Messungen auf dem Hintereisferner in den Ötztaler Alpen 1954.
Gerl. Beitr. z. Geophys. 65, 45 - 70, 1956a.

- FÖRTSCH, O. und H. VIDAL : Glaziologische und glazialgeologische Ergebnisse seismischer Messungen auf Gletschern der Ötztaler Alpen 1953/54.
Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 3, 145 - 169, 1956b.
- FÖRTSCH, O. und H. VIDAL : Die seismische Vermessung des Großen Gurgler Ferners in den Ötztaler Alpen im Spätsommer 1956. Mit Vorwort von H. Reich.
Gerl. Beitr. z. Geophys. 67, 1 -30, 1958a.
- FÖRTSCH, O. und H. VIDAL : Seismo-glaziologische Studien an einem Gletscherfleck (Brandner Gletscher/Rätikon).
Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 4, 35 - 45, 1958b.
- FÖRTSCH, O. und H. VIDAL : Die Existenz, Beschaffenheit und Bedeutung einer Zwischenschicht zwischen Gletschereis und Felsuntergrund.
Geol. Rundschau, 57/3, 1019 -1033, 1968a.
- FÖRTSCH, O. und H. VIDAL : Seismo-glaziologische Untersuchungen im oberen Fischbachtal.
Zeitschrift für Gletscherkunde 5/2, 61 - 88, 1968b.
- GIESE, P.: Some results of seismic refraction work at the Gepatsch glacier in the Ötztal Alps.
Public. of the I.A.S.H., Commission of Snow and Ice, 154 -161, 1963.
- GRANT, F. S. und G. F. WEST : Interpretation theory in applied geophysics. 127 - 155,
New York, 1965
- HESS, H.: Der Hintereisferner 1893-1922. Ein Beitrag zur Lösung des Problems der Gletscherbewegung.
Zeitschrift für Gletscherkunde, 13, 143 -203, 1924.
- HOCHSTEIN, M.: Electrical resistivity measurements on ice sheets.
J. o. Glaciology, vol 6, 47, 623 -634, 1967.

- HOINKES, H.: Surges of the Vernagtferner in the Ötztal Alps since 1599.
Canadian Journal of Earth Sciences, 6, 853-861, 1969.
- KELLER, G. V.: Electrical properties of rocks and minerals.
Handbook of Physical constants, 553 - 577,
The Geological Society of America, Memoir 97, 1966.
- LAUFFER, I.: Das Klima von Vent.
Inauguraldissertation an der Philosophischen
Fakultät der Leopold-Franzens-Universität in
Innsbruck, 1966.
- MEYER, A. U. und H. ROETHLISBERGER : Electrical DC-Resistivity
measurements on glacier Ice near Thule, Greenland,
CRREL Technical Report 87, 1962.
- MILLER, H.: Refraktions-Seismik im Sommer 1966 auf dem Ver-
nagtferner in den Ötztaler Alpen.
Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik
der Ludwig-Maximilians-Universität München, 1968.
- MOONEY, H. M., ORELLANA, E. PICKETT, H. und L. THORNHELM :
A resistivity computation method for layered
earth models.
Geophysics, vol. XXXI, 1, 192 -203, 1966.
- MOONEY, H. M. und E. ORELLANA : Master Tables and Curves for
vertical electrical sounding over layered structures.
Interciencia, Madrid, 1966.
- MOTHES, H.: Seismische Eisdickenmessung von Gletschereis.
Z. f. Geophys. 3, 121-134, 1927.
- ØSTREM, G.: Laboratory measurements of the resistivity of ice.
J. o. Glaciology, vol 6, 47, 643 -650, 1967.
- PAKISER, L. C. und J. S. STEINHART : Explosion seis-
mology in the western hemisphere.
Research in Geophysics, vol. 2, 131 -133,
The M.I.T. Press, 1964.
- PATERSON, W. S. B. The Physics of Glaciers.
Pergamon Press, 1969.

- RÖTHLISBERGER, H.: Electrical resistivity measurements and soundings on glaciers: introductory remarks.
J. o. Glaciology, vol. 6, 47, 599 -606, 1967.
- RÖTHLISBERGER, H. und K. VÖGTLI : Recent DC resistivity soundings on Swiss glaciers.
J. o. Glaciology, vol. 6, 47, 1967
- SORGE, E.: Die ersten Dickenmessungen des grönländischen Inlandeises.
Z. f. Geophysik 6, 22 -31, 1930.
- WATSON, G. N.: Theory of Bessel functions.
Cambridge University Press, 1952.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Angewandte Geophysik unter der Betreuung meines verehrten Lehrers, Prof. Dr. G. Angenheister, angefertigt. Ihm schulde ich für sein dauerndes Interesse am Fortgang sowohl der Geländearbeiten, an denen er selbst teilgenommen hat, als auch an der Auswertung aufrichtigen Dank.

Herrn Prof. Dr. F. Wilhelm danke ich für wertvolle Hinweise und Diskussion.

Herrn Prof. Dr. O. Förtsch danke ich für seine Ratschläge, insbesondere zur Durchführung der Geländearbeiten.

Herrn Dipl.- Met. O. Reinwarth von der Kommission für Glaziologie der Bayrischen Akademie der Wissenschaften danke ich für die Überlassung von sehr viel unveröffentlichtem Material und für seine stets bereitwillige Hilfe.

Herrn Dipl.- Geophys. K. Grubbe danke ich für seine Hilfe bei der Abfassung des Algol-Programms und für anregende Diskussion.

Dafür danke ich auch den Herrn Dipl.- Phys. G. Scheliga und Dipl.- Geophys. H. Gebrande und E. Schmedes.

Nicht zuletzt gilt mein Dank all den Helfern bei den Geländemessungen. Ohne ihre stete Einsatzbereitschaft wären die Messungen nicht in diesem Umfang möglich gewesen. Mit großem Vergnügen denke ich an die gemeinsame Zeit auf den Gletschern zurück.

Die numerischen Rechnungen wurden am Leibniz -Rechenzentrum der Bayrischen Akademie der Wissenschaften durchgeführt.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die finanzielle Unterstützung.

Lebenslauf

Ich wurde am 25.3. 1944 in Innsbruck als Sohn des Dr.med. Fritz Miller und seiner Ehefrau Dr. med. Ingeborg, geb. Bauer geboren. In Innsbruck besuchte ich die Volksschule und das I. Bundesrealgymnasium. Während des Schuljahres 1959/60 wohnte meine Familie in New York, wo ich die Fordham Preparatory School besuchte. 1962 schloß ich meine Schulbildung mit der Matura in Innsbruck ab. Anschließend leistete ich meinen Wehrdienst und wurde im Herbst 1963 vom österreichischen Bundesheer entlassen.

Im Wintersemester 1963/64 immatrikulierte ich mich an der Universität München und studierte Physik bis zum Vordiplom. Danach wechselte ich die Studienrichtung und erwarb 1969 das Diplom im Fach Geophysik.

Im Sommer 1968 nahm ich als Stipendiat der National Science Foundation an einer Lehr- und Forschungsexpedition der Michigan State University auf das Juneau Ice Field in Alaska teil. Im Sommer 1970 war ich bei derselben Expedition als wissenschaftlicher Mitarbeiter tätig.

Seit dem Vordiplom war ich als wissenschaftliche Hilfskraft, seit dem Diplom als wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Prof. Dr. G. Angenheister angestellt.

A N H A N G

Tabelle: TA1 : Sprengpunktskoordinaten auf dem Guslarferner

Sprengpunkt	Y	X	H	Ladung in kg	
				GD	I + Adh.
A1	35630	91251	3158	2,5	0.4
A2	35548	91344	3200	5	0.4
A3	35814	91054	3105	2.5	0.4
A4	35977	90884	3060	5	0.4
A5	36080	90775	3045	5	0.4
B1	35618	91062	3140	2.5	0.4
B2	35839	91244	3140	2.5	0.4
C1	35814	91054	3105	2.5	0.4
C2	36177	90672	3031	2.5	
C3	36256	90568	3010		0.8
D1	36173	90879	3040	2.5	0.4
D2	35978	90679	3055	2.5	0.4
D3	35891	90591	3100	5	0.8
E1	35197	90487	3236	2.5	
E2	35492	90598	3170	2.5	
E3	35562	90626	3169	5	
F1	35353	90881	3270	2.5	
F2	35273	91025	3330	5	
F3	35492	90598	3179	5	
F4	35524	90531	3179	2.5	
F5	35570	90464	3179	2.5	0.4
F6	35618	90375	3176	2.5	0.4
F7	35436	90709	3213	2.5	0.4
H1	36436	90299	2938		0.8
H2	36592	90050	2876		0.8
H3	36256	90568	3010	2.5	0.4

Sprengpunkt	Y	X	H	Ladung in kg	
				GD	I + Adh.
H4	36355	90437	2980		0.8
H5	36655	89935	2852		0.8
I1	35362	90550	3210	2.5	
I2	36203	90845	3034	5	0.4
K1	36386	90212	2930		0.8
K2	36645	90114	2871		0.4
K3	36222	90285	2955		0.8
K4	36781	90066	2842	2.5	0.4
L1	36609	90272	2900	1	
L2	36430	90055	2905		0.4
L3	36632	90305	2905		0.8
L4	36316	89916	2905		0.8
M1	36803	90111	2840		0.4
M2	36676	89876	2830	0.4	
M3	36807	90119	2840		0.4
M4	36657	89838	2835		0.4
N1	36629	90008	2865		0.4
N2	36539	90024	2880		0.8
N3	37028	89937	2780	0.9	
N4	37159	89919	2820		1.6
N5	36887	89960	2755	0.4	0.4

Tabelle TA2 : Sprengpunktskoordinaten auf dem Vernagt-
ferner (Österreichische Landeskoordinaten)

Sprengpunkt	Y	X	H	Ladung in kg		
				GD	I +	Adh.
A1	38615	93678	3233	2.5		
A2	38586	93450	3213	5		
A3	38572	93381	3208	2.5		
A4	38411	92755	3105	2.5	0.4	
A5	38406	92730	3104	5		
A6	38377	92641	3090	2.5	0.8	
B1	38540	93361	3200	2.5	0.4	
B2	38905	93518	3270	2.5	0.4	
C1	37999	92978	3047	2.5		
C2	37692	93066	3027	5	0.4	
C3	38365	92858	3105	2.5	0.4	
C4	38435	92838	3108	5		
C5	37538	93104	3030	5		
DI1	38067	93736	3140	2.5		
DI2	38013	93494	3110	2.5		
DI3	38091	93844	3170	2.5		
DI4	37993	93399	3090	2.5		
DII 1	37972	93302	3070	5		
DII 2	38108	93919	3188	5		
DII 3	38144	94079	3227	7.5		
DII 4	37952	93199	3050	5		
I 1	37165	92527	2920	0.4	0.4	
I 2	36980	92921	2990	2.5	0.4	
I 3	37295	92251	2840		0.4	
I 4	36844	93198	3148	5		
I II 1	36844	93198	3148	5		
I II 2	37231	92384	2882			1.6

Sprengpunkt	Y	X	H	Ladung in kg	
				GD I +	Adh.
I II 3	37171	92511	2918		0.8
I II 4	36700	93495	3118	2.5	1.6
K1	36038	92233	3010	2.5	
K2	35984	91919	3055	2.5	
K3	36070	92336	3000	5	
K4	35896	91765	3060	5	
M1	36461	92103	2958	5	0.4
M2	37288	92049	2808		0.8
M3	36658	92093	2926		0.8
M4	37408	92043	2785		1.6
N1	36975	92141	2845		0.4
N2	36982	91997	2865		0.4
N3	37243	92288	2855		0.4
N4	36975	91989	2865		0.4
N5	37289	92339	2860		0.8
N6	36852	91853	2900		0.8
E1	37969	94434	3262	5	
E2	38155	93753	3147	5	
F1	37669	93725	3127	5	
F2	38169	93575	3148		1.2
F3	37728	93705	3120	5	
GI 1	37560	93303	3055	2.5	
GI 2	37674	92669	2985	2.5	
GI 3	37517	93524	3080	5	
GI 4	37672	92475	2950	5	
GII 1	37497	93616	3088	2.5	
GII 2	37480	93702	3110	5	
GII 3	37674	92669	2985	5	

Sprengpunkt	Y	X	H	Ladung in kg	
				GD I +	Adh.
GII 4	37453	93899	3145	5	
GII 5	37646	92814	3000	5	
HI 1	37343	92819	2988		0.4
HI 2	37878	93169	3040	2.5	
HI 3	37146	92687	2950	5	0.8
HI 4	38143	93318	3105	2.5	0.4
HII 1	37091	92630	2948	2.5	0.4
HII 2	37878	93169	3040	5	0.4
HII 3	37039	92576	2948	5	
HII 4	37734	93068	3027	5	
HII 5	37677	93028	3022	5	
HII 6	36911	92474	2932	5	1.6

In diesen Tabellen bedeutet:

Y : Rechtswert in m

X : Hochwert in m

H : Höhe über NN in m

GD I : Gelatine Donarit I

Adh. : Adhaesit

Tabelle TA3 : Meßwerte der Sondierung 2. Die Rückmessung erfolgte nach etwa 3 Stunden.

<u>a in m</u>	<u>L in m</u>	<u>I in μA</u>	<u>U in mV</u>	<u>g_s in $10^6 \Omega_m$</u>	<u>Bem.</u>
0.5	1.5	100	8000	0.502	
	2	51	7900	1.18	
	2.5	65	8000	2.313	
	3	100	8000	2.200	
	4	100	8400	4.158	
	5	26	2200	6.583	
	6	66	4800	8.145	
	7	34	2100	9.450	
	8	18	960	10.66	
	10	20	700	10.95	
	12	14	330	10.65	
	15	50	850	12.00	
	20	40	420	13.23	
	25	24	160	13.06	
	30	32	200	17.69	
	40	32	115	18.07	
	50	37	100	21.21	
	60	17	27	17.95	
2.5	50	36	230	10.03	
	50	38	250	10.32	
	60	20	110	12.43	
	70	30	130	13.08	
	80	40	125	12.56	
	90	51	125	12.48	
	100	22	55	15.70	
	125	38	25	6.454	
	150	100	25	3.52	
	175	63	28	8.533	
	150	100	25	3.52	
	125	25.5	18	6.92	
	100	22	70	19.98	

<u>a in m</u>	<u>L in m</u>	<u>I in uA</u>	<u>U in mV</u>	<u>g_s in $10^6 \Omega m$</u>	<u>Bem.</u>
2.5	100	21	145	43.36	
	100	20	95	29.83	
	90	31.5	85	13.73	
	80	19	105	22.21	
	70	26.5	140	16.21	
	60	14	110	17.75	
	50	24	195	12.75	
	40	15	200	13.33	
	30	21	400	10.70	
	20	21	780	9.174	
	20	21	750	8.88	
	10	18	2500	8.18	
	6	28	7400	4.92	

Tabelle TA4 : Meßwerte der Sondierung 3.

S : Spieß

N : Netz

a in m	L in m	I in μA	U in mV	g_s in $10^6 \Omega m$	Bem.
0.5	1.5	18	9700	3.38	N
		17	9700	3.583	S
	2	23	9700	4.97	N
		20	7900	4.66	S
	2.5	32	9800	5.75	N
		34	9800	5.26	S
	3	44	9300	5.812	N
		46	9750	5.828	S
	4	63	8500	6.678	N
		70	9250	6.541	S
	5	100	9150	7.118	N
		50	4600	7.157	S
	6	100	6650	7.448	N
		72	5000	7.777	S
	8	100	4700	9.4	N
		29	1500	10.34	S
	10	100	3450	10.79	N
		36.5	1200	10.29	S
	12	100	2700	12.22	N
		100	2700	12.22	S
	15	80.5	1650	14.56	N
		30.5	600	13.88	S
	20	100	1300	16.38	N
		46	650	17.80	S
	30	100	600	16.98	N
		42	270	18.19	S
	40	100	390	19.61	N
		38	160	21.17	S
	50	75	210	21.98	N
		36	90	19.62	S

<u>a in m</u>	<u>L in m</u>	<u>I in uA</u>	<u>U in mV</u>	<u>g_s in $10^6 \Omega_m$</u>	<u>Bem.</u>
0.5	60	82	150	20.67	N
		23	?		S
	80	100	90	18.09	N
		26	?		S
2.5	80	100	450	18.09	N
	100	73	200	17.2	N
	125	94	140	14.61	N
	150	66	70	14.95	N
	175	46	30	12.52	N
	200	87	40	11.54	N
	250	100	16	6.29	N
	300	100	10	5.65	N
	400	40	5	12.5	N
	400	38	6	15.79	N

Tabelle TA5 : Moränenprofil im Gletschervorfeld

<u>a in m</u>	<u>L in m</u>	<u>I in mA</u>	<u>U in mV</u>	<u>ρ_s in $10^3 \Omega \cdot m$</u>	<u>Bem.</u>
0.5	1.5	6.28	1760	1.76	
	2	1.18	450	4.5	
	2.5	1.88	172	1.72	
	3	2.75	103	1.03	
	4	4.95	85	0.85	
	5	0.778	75	7.5	
	6	1.12	90	9.0	
	7	1.53	23	2.3	
	8	2.0	32	3.2	
	10	3.13	228	22.8	
	10	3.13	282	28.2	
	12	4.52	220	22.0	
	15	7.06	7	0.7	
	15	7.06	11	1.1	
	20	12.6	7	0.7	
	25	1.96	165	165.0	
	30	2.83	17	17.0	
	40	5.03	194	194.0	
	50	7.85	150	150.0	
	60	11.3	55	55.0	
2.5	90	5.09	1.1	9.0	
	100	6.28	24.5	24.5	
	80	4.02	9	24.0	
	100	6.28	28	28.0	
	80	4.02	24	24.0	

Hier mußten die messungen abgebrochen werden, da das
Gerät versagte.

Algol-Programm zur Berechnung des scheinbaren spezifischen Widerstandes für Modelle mit ebenen Schichtgrenzen.

Es wird der scheinbare spezifische Widerstand in Abhängigkeit vom Elektrodenabstand L berechnet; ebenso der Fehler, der durch den Abbruch der Reihenentwicklung entsteht. Das Programm ist für die Schlumberger Anordnung abgefaßt. Soll es für andere Meßanordnungen (z.B. Wenner oder äquatorialer Dipol) verwendet werden, so muß lediglich ein anderes Formelwerk im Absatz hinter 'comment' scheinbare spezifische Widerstände eingesetzt werden. Die Berechnung der Reihenkoeffizienten P und H bleibt unverändert.

Im folgenden werden die Rechengrößen in der Reihenfolge der Eingabe beschrieben:

N : Anzahl der Schichten

S : Anzahl der zu berechnenden Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes

F : Genauigkeit mit der diese Werte berechnet werden sollen. Dieser Wert ist als absolute Größe zu verstehen. (z.B. 0.01)

Rat : Obere Schranke für die Anzahl der zu berechnenden Reihenglieder. Dieser Wert bestimmt im wesentlichen die Rechenzeit. Im allgemeinen dürfte die Zahl 3000 eine genügende Genauigkeit liefern.

$E(i)$: Mächtigkeiten der einzelnen Schichten als ganzzahlige Vielfache der auf 1 normierten Mächtigkeit der ersten Schicht.

$RO(i)$: Spezifische Widerstände der einzelnen Schichten als Vielfache des auf 1 normierten spezifischen Widerstandes der ersten Schicht.

$L(i)$: Elektrodenabstände, für die der scheinbare spezifische Widerstand zu berechnen ist.

N , S , Rat und E müssen ganzzahlig sein, die anderen Größen können reelle Zahlen sein.

```

'BEGIN'
'COMMENT' BERECHNUNG DES SCHEINBAREN SPEZIFISCHEN WIDERSTANDES
FUER DEN N-SCHICHTENFALL.,
'INTEGER' N,S, RAT,, 'REAL' F.,

READ(N,S,F,RAT),,
'BEGIN'
'INTEGER' J,H,I,U,DIG,MAX,,
'REAL' M,V,LL,MODUL,,
'INTEGER' 'ARRAY' E,D(/O.,N-1/),,
'ARRAY' KO,K(/1.,N/), H,P(/O.,RAT/),
L,KUSCH,LOGRUSCH,SNOOPY,FEHLER,REFE(/1.,S/),,

'COMMENT' BERECHNUNG DER TIEFEN D.,
D(/O/)=0.,
'FOR' J=1 'STEP' 1 'UNTIL' N-1 'DO'
'BEGIN'
READ(E(/J/)),,
D(/J/)=D(/J-1/)+E(/J/),,
'END' J.,

'COMMENT' REFLEXIONSKOEFFIZIENTEN,,
READ(RD(/1/)),,
'FOR' J=2 'STEP' 1 'UNTIL' N 'DO'
'BEGIN'
READ(RD(/J/)),,
K(/J-1/)=(RD(/J/)-RD(/J-1/))/(RD (/J/)+RD(/J-1/)),,
'END' J.,

'COMMENT' ANFAANGSWERTE DER KOEFFIZIENTEN P UND H.,
P(/O/)=0., H(/O/)=1.,
'FOR' J=1 'STEP' 1 'UNTIL' RAT 'DO'
P(/J/)=H(/J/)=0.,

'COMMENT' SUKZESSIVE BERECHNUNG FUER SCHICHTEN 2-N.,
'BEGIN'
'ARRAY' HH,PP(/O.,D(/N-1/)),,
'FOR' J=1 'STEP' 1 'UNTIL' N-1 'DO'
'BEGIN'
'FOR' I=1 'STEP' 1 'UNTIL' D(/J/) 'DO'
'BEGIN'
I.=D(/J/)-M.,,
PP(/I/)= P(/H/)+K(/J/)*H(/I/),,
HH(/I/)= H(/H/)+K(/J/)*P(/I/),,
'END' I.,
'FOR' M=1 'STEP' 1 'UNTIL' D(/J/) 'DO'
'BEGIN'
P(/M/)=PP(/M/),,
H(/M/)=HH(/M/),,
'END' M.,
'END' J.,
'END' BLOCK.,
'FOR' M= 1 'STEP' 1 'UNTIL' D(/N-1/) 'DO'
H(/M/)=P(/M/)-H(/H/),,

'COMMENT' BESTIMMUNG DER KOEFFIZIENTENZAHL.,
'FOR' J= 1 'STEP' 1 'UNTIL' S 'DO'

```

```

'BEGIN'
READ(L(/J/)).,
DOG,=ENTIER(SQRT(L(/J/)*L(/J/)*L(/J/)/(8*F*F))+1),,
SNOOPY(/J/),= 'IF' DOG 'LESS' RAT 'THEN' DOG 'ELSE' RAT,,
'END'J,,
MAX,=SNOOPY(/S/),,

'COMMENT' REIHENGLIEDER,,
'FOR' M,=2 'STEP' 1 'UNTIL' MAX 'DO'
'BEGIN'
U,= 'IF' M=1 'LESS' D(/N=1/) 'THEN' M=1 'ELSE' D(/N=1/) ,,
'FOR' I,= 1 'STEP' 1 'UNTIL' U 'DO'
P(/M/),=P(/M/)+H(/I/)*P(/M=1/),,
'END'M,,

'COMMENT' SCHEINBARE SPEZIFISCHE WIDERSTAEDE FUER
ALLE ELEKTRODENABSTAEDE,,
MODUL,=LN(10),,
'FOR' I,=1 'STEP' 1 'UNTIL' S 'DO'
'BEGIN'
W,=1,, LL,=L(/I/)*L(/I/),,
'FOR' M,= 1 'STEP' 1 'UNTIL' SNOOPY(/I/) 'DO'
'BEGIN'
V,= SQRT(1+4*M*M/LL),,
W,=M+2*P(/M/)/(V*V*V),,
'END'M,,

ROSC(/I/),=W,,
LOGROSC(/I/),=LN(ROSC(/I/))/MODUL,,
'END'I,,
'COMMENT' FEHLER,,
'FOR' I,= 1 'STEP' 1 'UNTIL' S 'DO'
'BEGIN'
FEHLER(/I/),=L(/I/)*L(/I/)*L(/I/)/(8*SNOOPY(/I/)*SNOOPY(/I/)),,
REFE(/I/),=(FEHLER(/I/)/ROSC(/I/))*100,,
'END'I,,

'COMMENT' AUSGABEPROCEDUREN,,
OUTPUT(6,('/*//583ZD,('(-SCHICHTENFALL=SCHLUMBERGER'))('),N),,
OUTPUT(6,('/*//68,('J'))('),38,('E(J))('),48,('D(J))('),68,
('RO(J))('),118,('K(J))(')),,
'FOR' J,=1 'STEP' 1 'UNTIL' N=1 'DO'
OUTPUT(6,('/* 582ZD,283ZD,483ZD,480,DOBDOB1+DD,
48+D,DOBDOB1+DD'))('),J,E(/J/),D(/J/),RO(/J/),K(/J/)),,
OUTPUT(6,('/* 582ZD,188D,DOBDOB1+DD'))('),N,RO(/N/)),,
OUTPUT(6,('/*//68,('I'))('),38,('L(I))('),58,('ROSC(I))('),68,
('LOGROSC(I))('),28,('FEHLER(I))('),8,('REFE(I))(')),,
'FOR' I,= 1 'STEP' 1 'UNTIL' S 'DO'
'BEGIN'
OUTPUT(6,('/* 582ZD,283ZD38,+D,DOBDOB1+DD38,+D,DOBDO48,
2(+D,DOI+DU28))('),I,L(/I/),ROSC(/I/),LOGROSC(/I/),
FEHLER(/I/),REFE(/I/)),,
'END'I,,
'COMMENT' KONTROLLOUTPUT,,
OUTPUT(6,('/*//('AUSGABE DER ERSTEN 100 P(M))(')),,
'FOR' M,= 1 'STEP' 1 'UNTIL' 50 'DO'
OUTPUT(6,('/*//2(58+D,DOBDOB1+DD))('),P(/M/),P(/M+50/)),,
'END'I,,
'END'.,,

```

Legende zu den Abbildungen A3 bis A22.

Die Laufzeitdiagramme sind alle im gleichen Maßstab gezeichnet. Bei den Profilen VG und VH liegen einige Schußpunkte außerhalb der Zeichnungen, doch ist die Entfernung zu ihnen in Klammern angegeben. Eingetragen sind alle Laufzeiten, die zur Auswertung verwendet wurden. Die Geschwindigkeiten der P-Wellen (sowohl der direkt gelaufenen, als auch der Refraktierten Kopfwelle) sind an die einzelnen Laufzeit-Geraden geschrieben. Es sind dies die Geschwindigkeiten mit denen die Auswertung durchgeführt wurde. Die Grenzfläche unterhalb der Auslagen wurde, wenn möglich, etwas extrapoliert; Anhaltspunkte dafür gab es durch die dichte Vermessung.

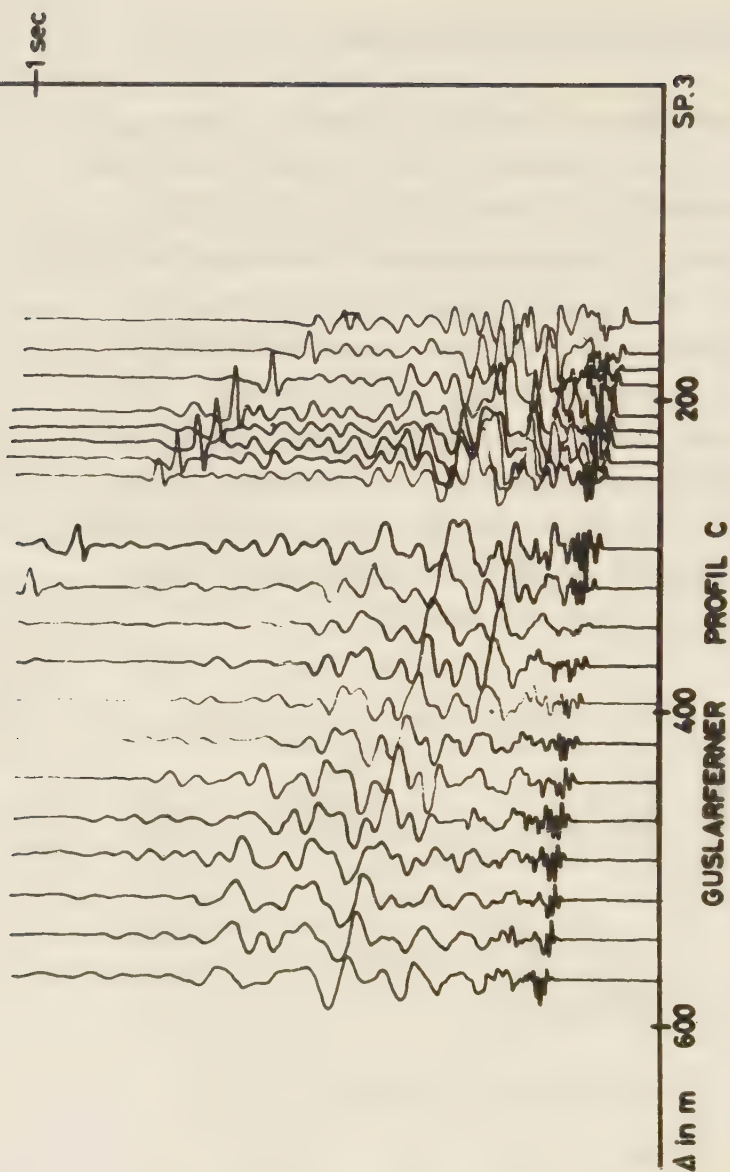


Abb. A2 : Seismogrammontage, Schußpunkt 3, Profil GC.

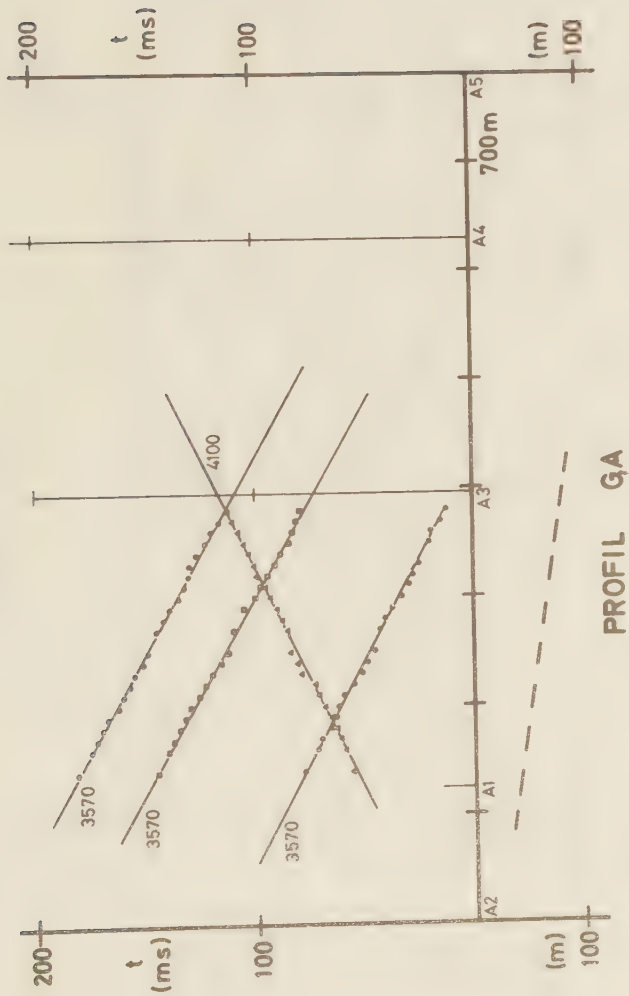


Abb. A3 : Profil GA

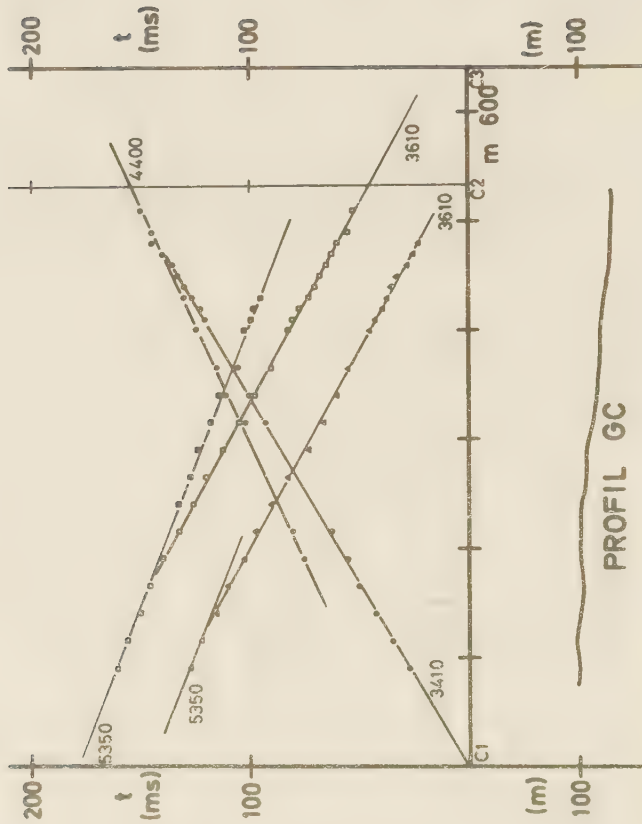


Abb. A4 : Profil GC

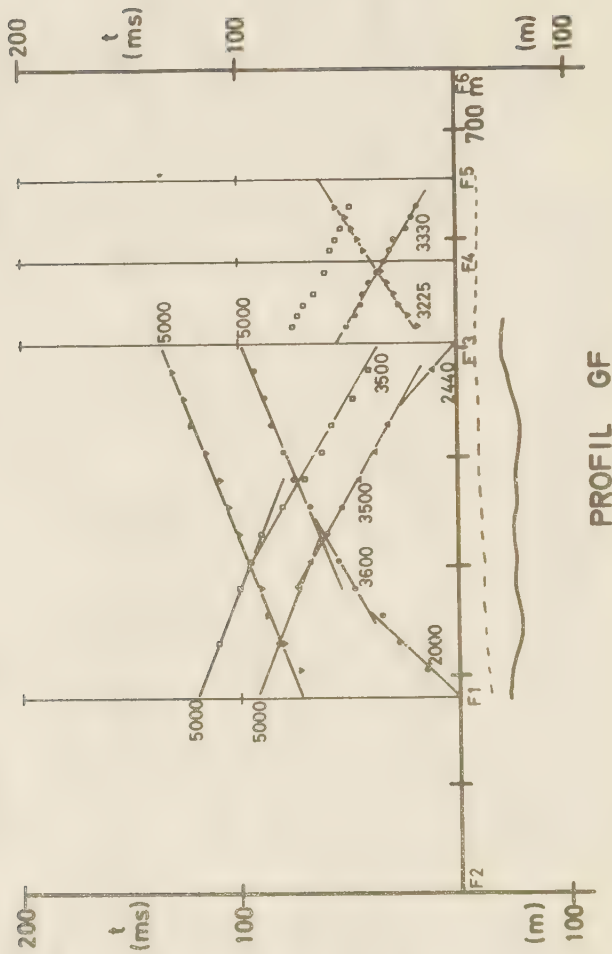


Abb. A6 : Profil GF

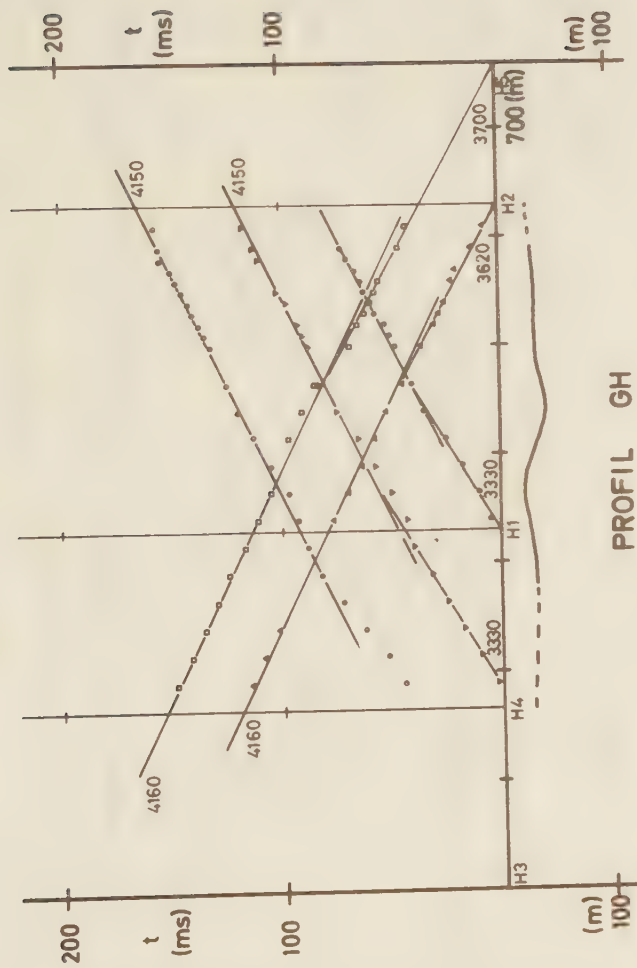


Abb. A7 : Profil GH

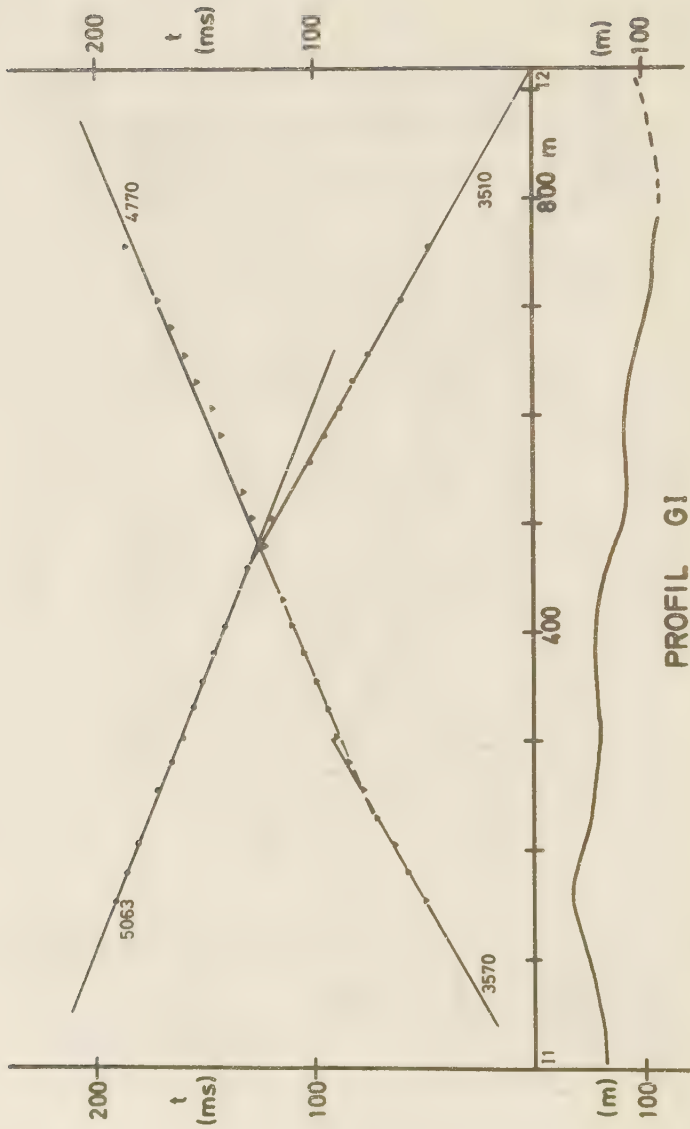


Abb. A8 : Profil GI

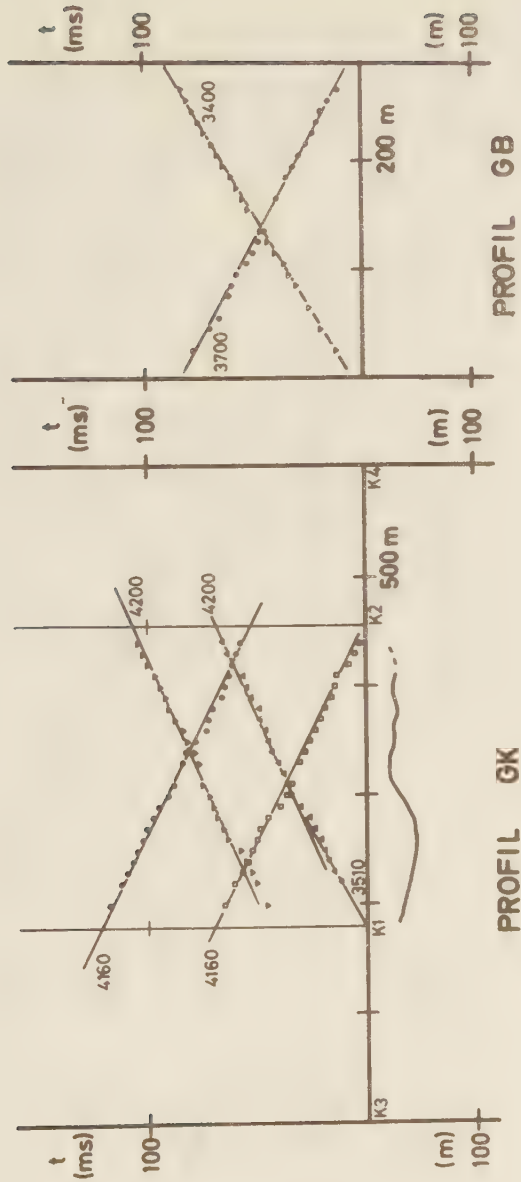


Abb. A9 : Profile GB und GK

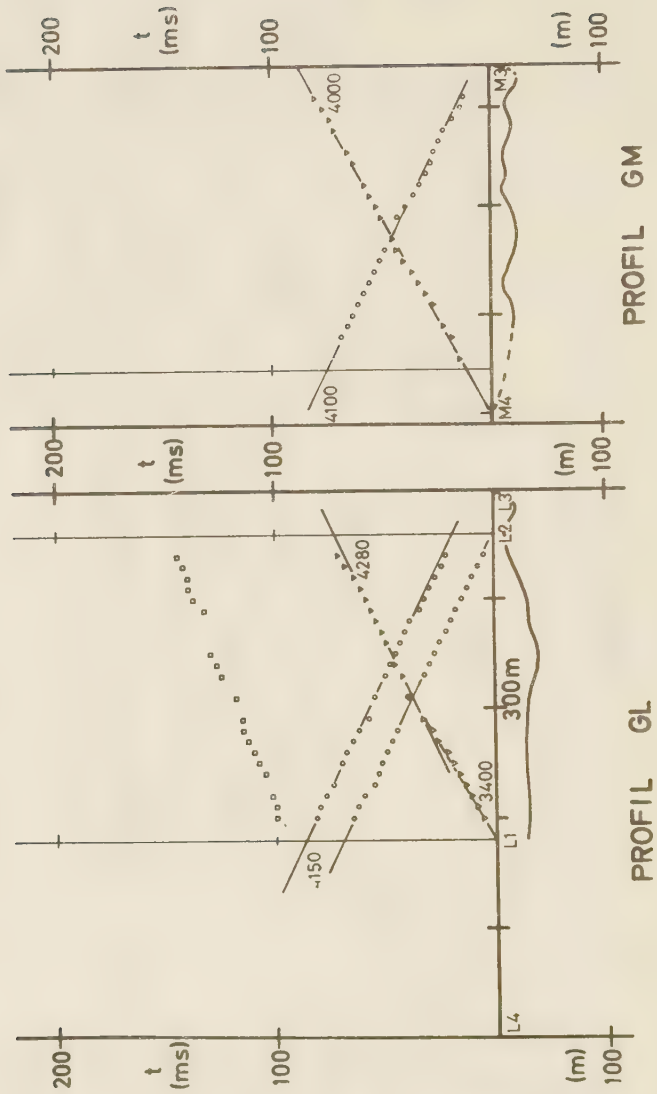


Abb. A10 : Profile GL und GM

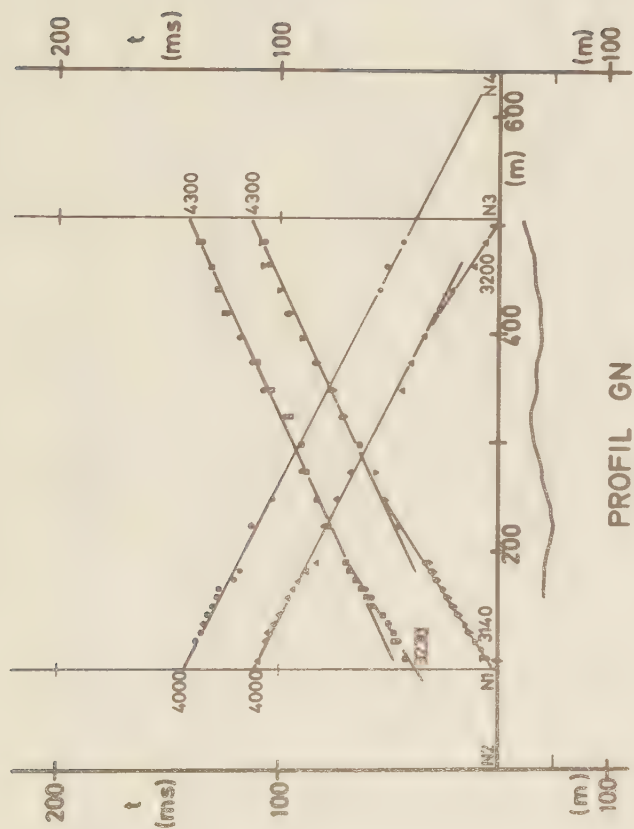


Abb. A11 : Profil GN

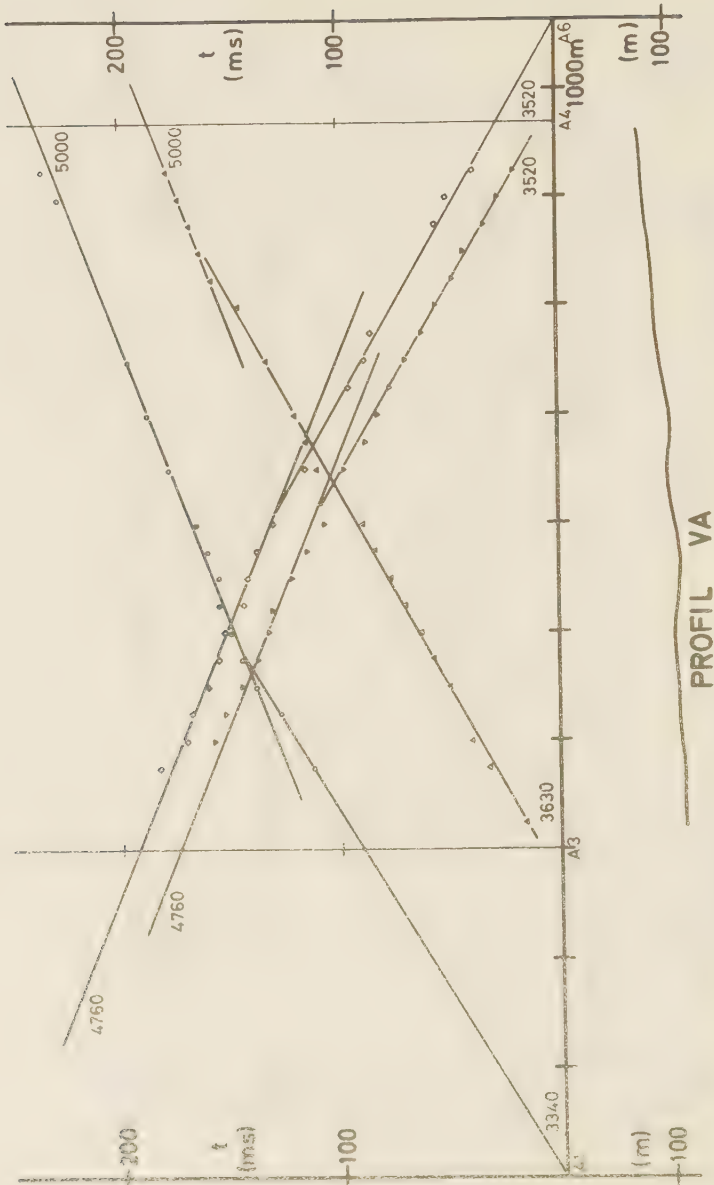


Abb. A12 : Profil VA

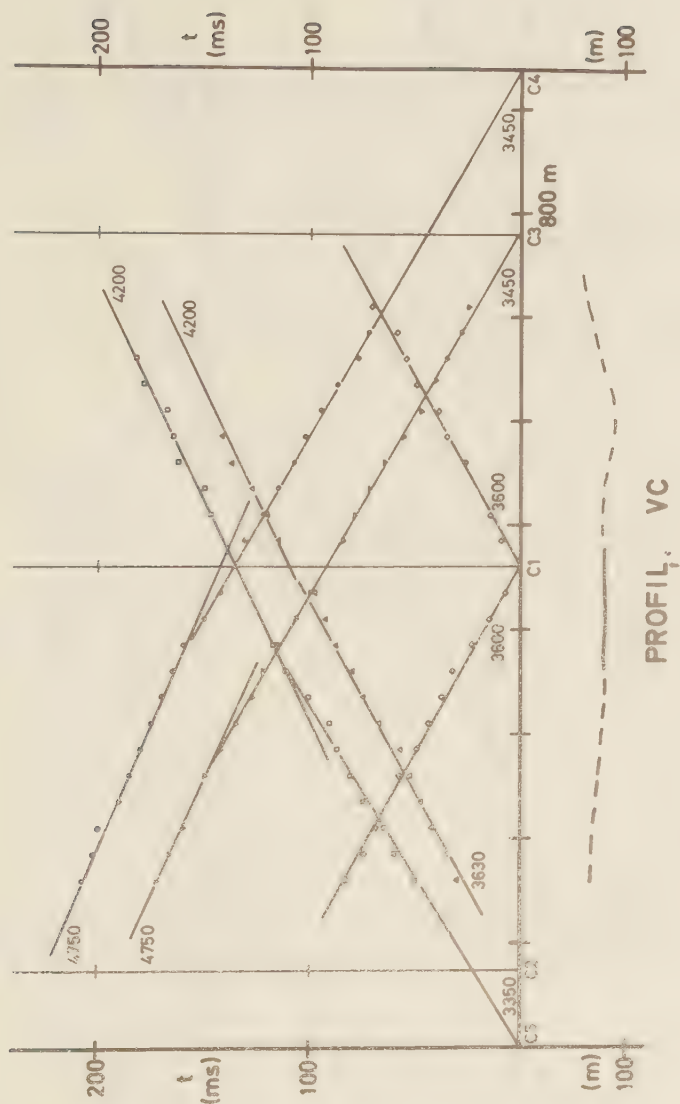


Abb. A13 : Profil VC

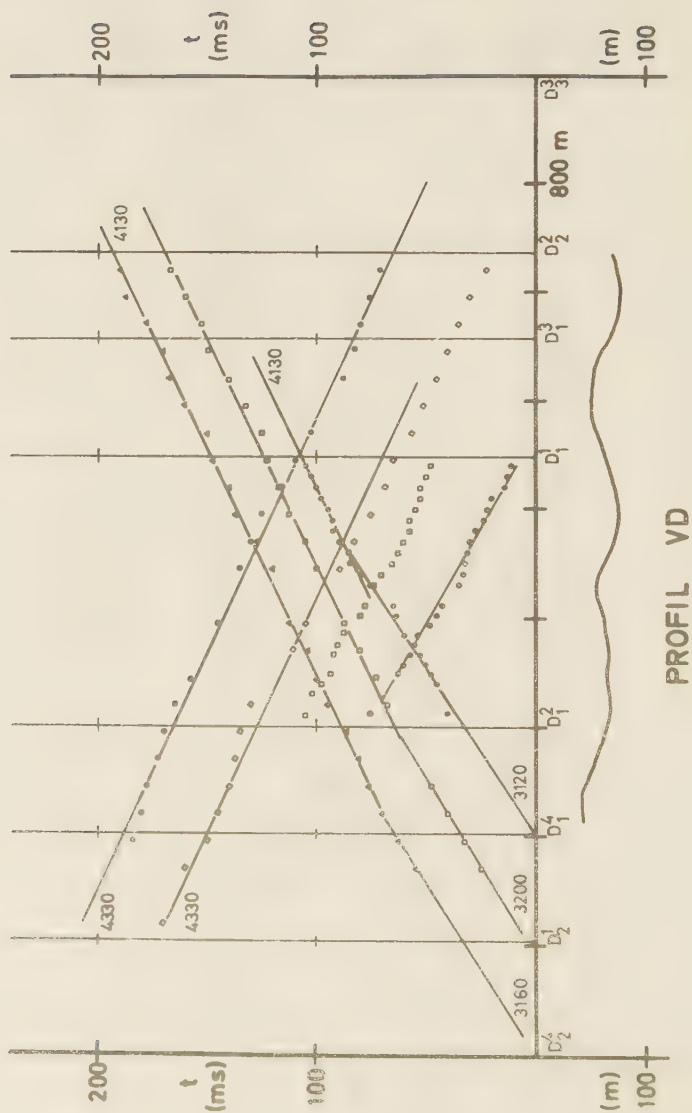


Abb. A14 : Profil VD

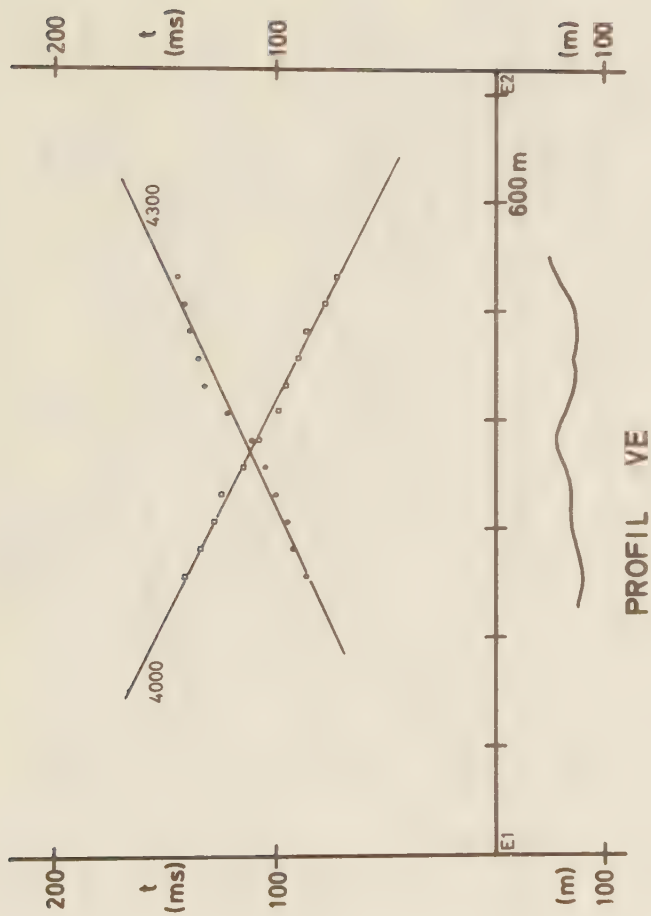


Abb. A15 : Profil VE

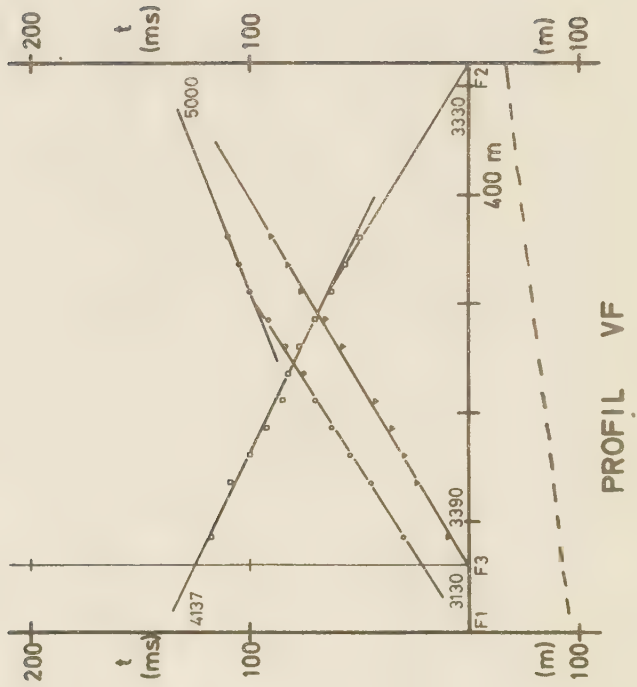


Abb. A16 : Profil VF

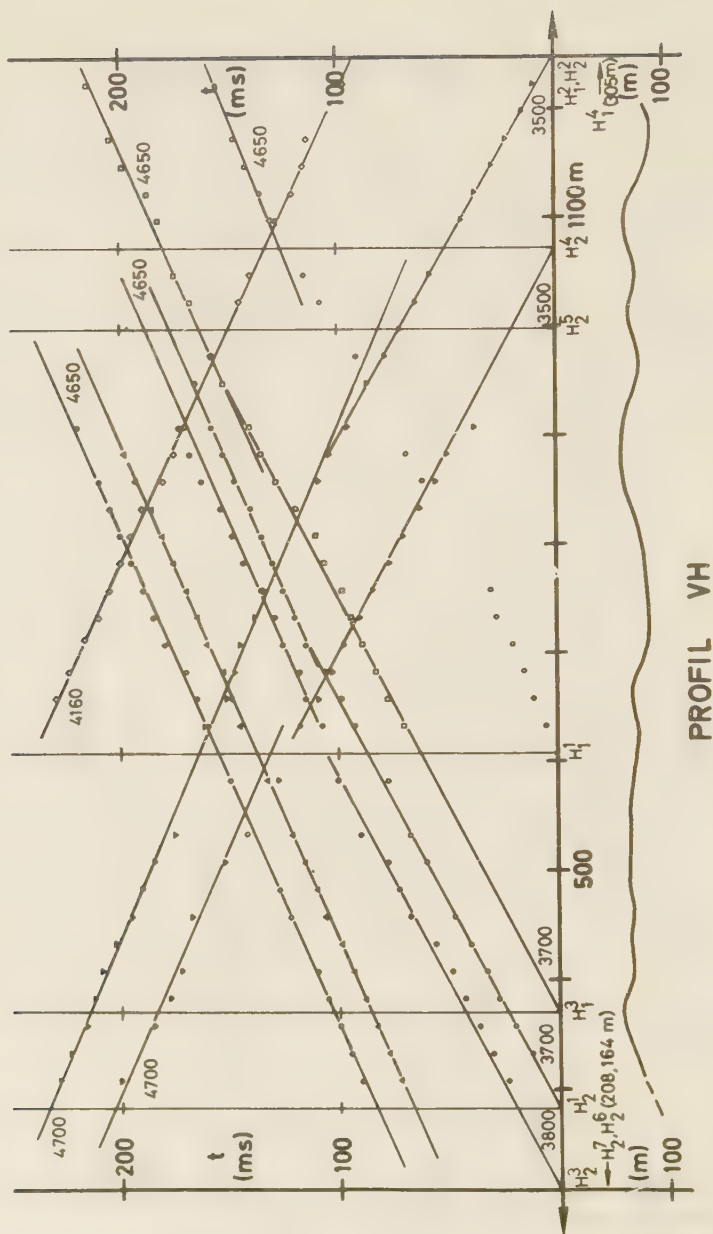


Abb. A18 : Profil VH

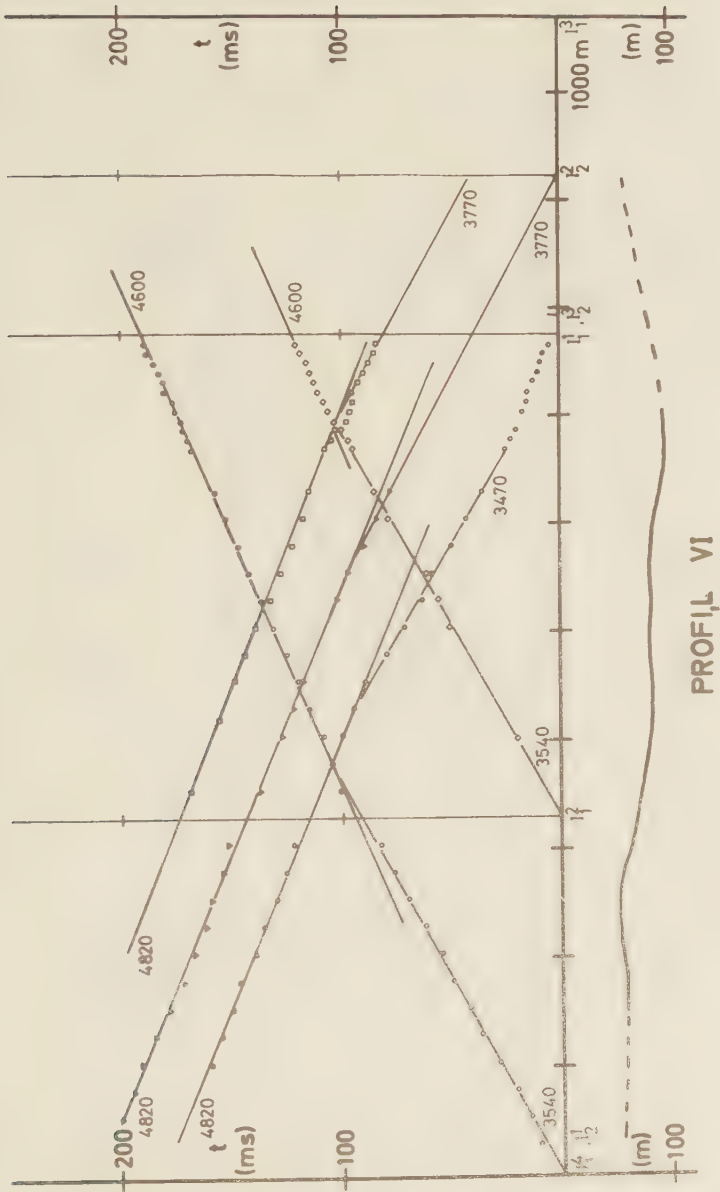


Abb. A19 : Profil VI

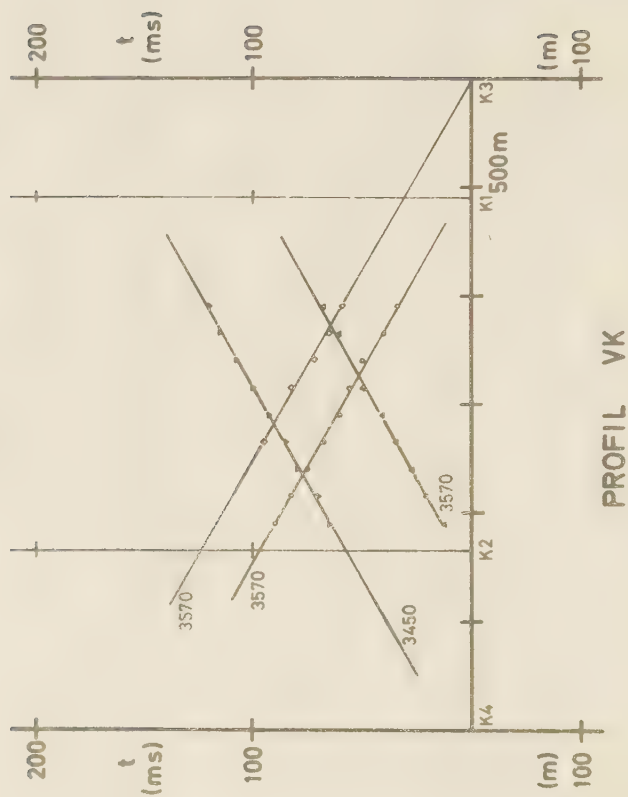


Abb. A20 : Profil VK

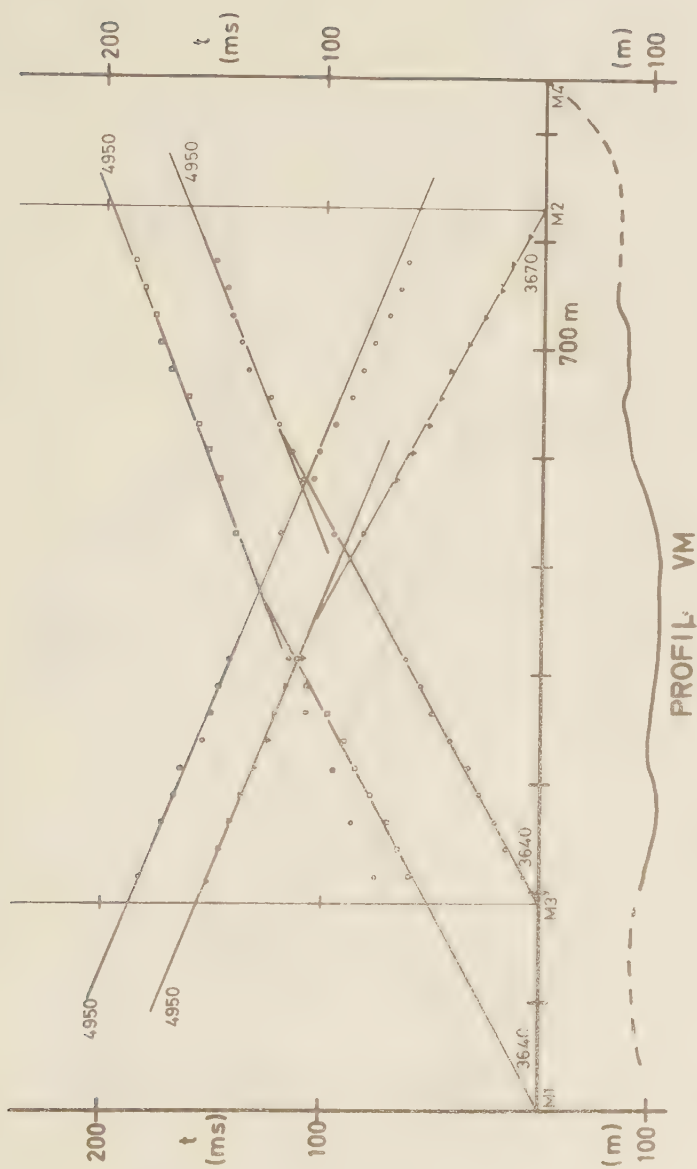


Abb. A21 : Profil VM

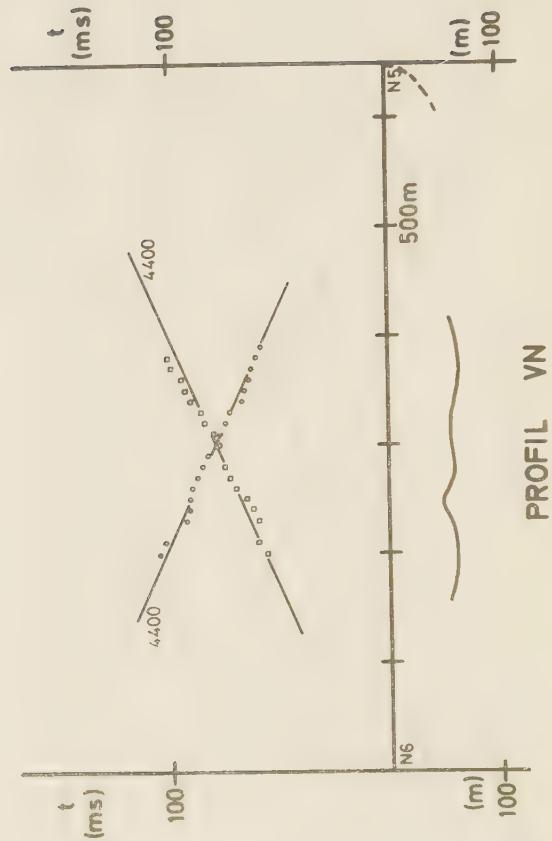


Abb. A 22 : Profil VN

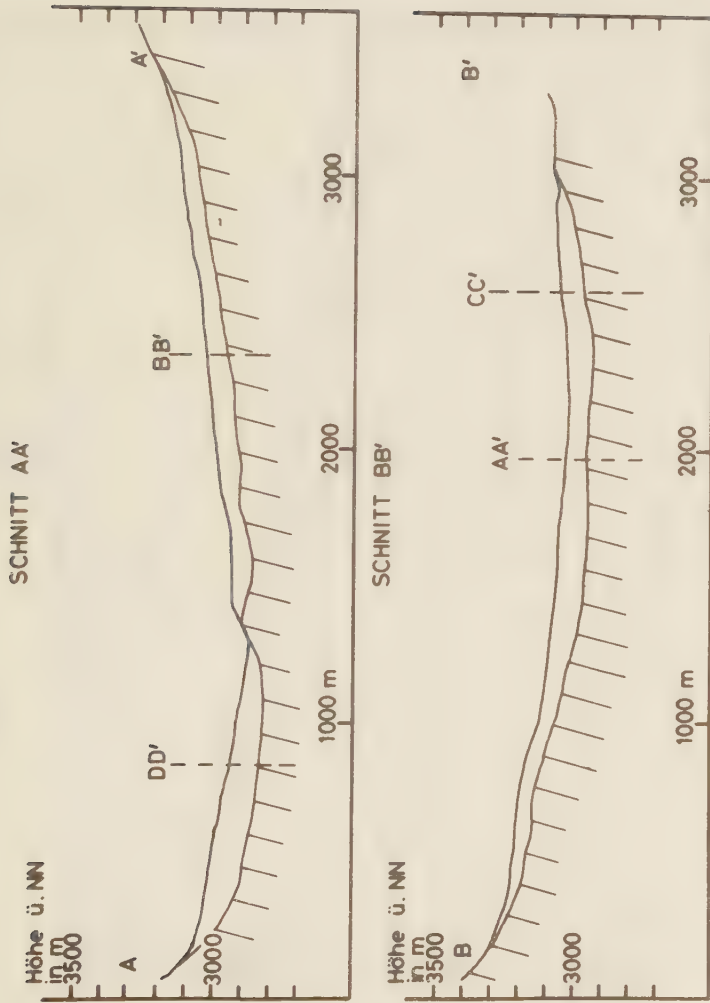


Abb. A24 : Schnitte AA' und BB'

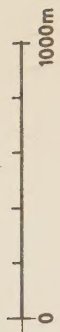
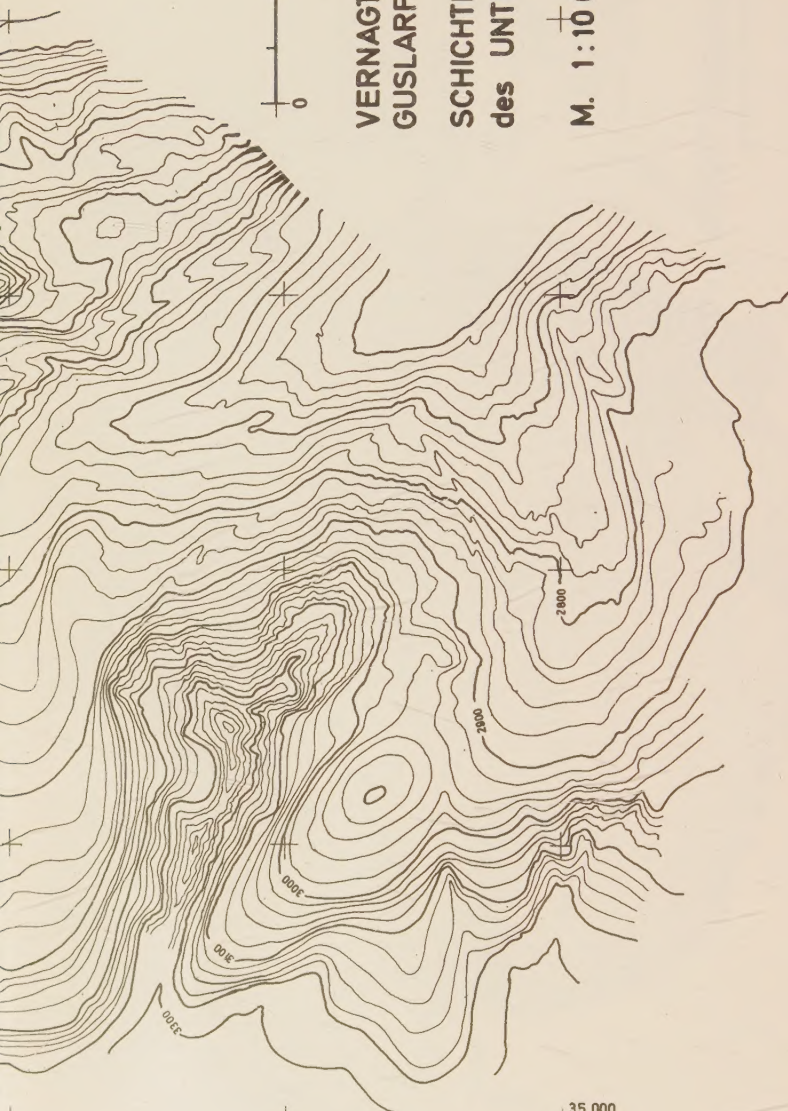


Abb. A25 : Schnitte CC' und DD'.



Abb. A26 : Schnitte EE' und FF' (Guslarferner)





**VERNAGT - und
GUSLARFERNER
SCHICHTLINIENPLAN
des UNTERGRUNDES**

M. 1:10 000

90 000 | 35 000

